

Mikrowellenradiometrie auf See

Diplomarbeit
von
Andreas Wassmann

MATHEMATISCH - NATURWISSENSCHAFTLICHE FAKULTÄT DER
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
ERSTELLT AM LEIBNIZ - INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN
FORSCHUNGSBEREICH 1
- MARITIME METEOROLOGIE -



IFM-GEOMAR

Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
an der Universität Kiel

Kiel, Mai 2008

Zusammenfassung

Die Fernerkundung der Atmosphäre im Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums ist ein wichtiger Zweig der Fernerkundung, so wohl vom Satelliten als auch vom Boden aus. Für eine hohe vertikale Auflösung in der unteren Troposphäre und im Speziellen der bodennahen Grenzschicht hat sich die bodengestützte Fernerkundung als Vorteil erwiesen. Hier werden passive Mikrowellenradiometer zur Messung des Wasserdampfgehaltes in der Atmosphärensäule sowie zur Bestimmung des Flüssigwassers in einer Wolkensäule eingesetzt. Durch Hinzunahme einiger ausgewählter Frequenzen können gleichzeitig Temperatur- und Feuchteprofile bestimmt werden. Diese Messmethoden fanden bislang ihre Anwendung an Land.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit soll der Betrieb eines Mehrkanal-Mikrowellen-Radiometers an Bord eines Schiffes auf dem offenen Ozean untersucht und der Algorithmus zur Fernerkundung der Atmosphäre an maritime Bedingungen angepasst werden. Dazu ist das Gerät auf zwei Überführungsfahrten der FS Polarstern zwischen der Nord- und der Südhemisphäre eingesetzt worden. Bei dem Mikrowellenradiometer handelt es sich um das HATPRO (*engl.: Humidity And Temperature PROfiler*) der Firma Radiometer Physics aus Meckenheim. Durch den Einsatz von Filterbankempfänger kann gleichzeitig an den 14 vom Radiometer verwendeten Frequenzen die thermische Emission entlang der Absorptionslinie von Wasserdampf im Bereich von 22 GHz bis 31.4 GHz und der Absorptionslinie von Sauerstoff im Bereich von 51.2 GHz bis 58 GHz gemessen werden. Somit ist für die Messung eine hohe zeitliche Auflösung möglich. Weitere technische Details zum HATPRO und dessen Funktionsweise werden in Kapitel 3 gegeben. Mit Hilfe von Fernerkundungsalgorithmen werden aus der thermischen Emission Temperatur- und Feuchteprofile, der Wasserdampfgehalt einer Atmosphärensäule IWV (*engl.: Integrated Water Vapor*) und der Flüssigwassergehalt einer Wolkensäule LWP (*engl.: Liquid Water Path*) berechnet. Die Erstellung solcher Algorithmen sowie die Notwendigkeit verschiedener Algorithmen für unterschiedliche Klimazonen wird in Kapitel 4 beschrieben. Dazu wird eine Strahlungstransportrechnung zur Simulation der thermischen Emission aus Radiosondendaten durchgeführt, aus welcher dann mittels quadratischer Regressionen die Fernerkundungsalgorithmen erstellt werden. Der theoretische Hintergrund für die Strahlungstransportrechnung wird in Kapitel 2 gegeben. Die daraus resultierenden neuen Algorithmen liefern im Vergleich zu den mitgelieferten, besonders in tropischen und subtropischen Breiten, bessere Ergebnisse. Die Anwendung auf die Rohdaten der zwei Überführungsfahrten liefert die in Kapitel 6 gezeigten atmosphärischen Schnitte der Temperatur, der Feuchte, sowie IWV und LWP entlang der Fahrtroute. Aus den so gewonnenen Daten atmosphärischer Profile von Feuchte und Temperatur, sowie den meridionalen Verteilungen von IWV und LWP lassen sich bei weiteren Schiffseinsätzen des HATPROs Klimatologien erstellen.

Abstract

Remote sensing of the atmosphere in the microwave part of the electromagnetic spectrum plays a major role in field of remote sensing, both in satellite-borne and in ground-based. To obtain a high vertical resolution in the lower part of the troposphere and especially in the boundary-layer the ground-based remote sensing figured out as well suitable. Here, passive microwave radiometers are utilized to measure the water vapor content in an atmospheric column, the IWV (*Integrated Water Vapor*), as well as cloud liquid in a column of a cloud, the LWP (*Liquid Water Path*). By adding certain frequencies temperature and humidity profiles can be obtained parallel. Such techniques are applied on solid ground.

In this work the offshore operation of a multi-channel microwave radiometer on board a vessel, RV Polarstern, is investigated and the retrieval algorithms are adjusted to maritime conditions. Besides, the radiometer is operated on two transect cruises from the southern to the northern hemisphere and vice versa. The utilized radiometer is a HATPRO radiometer (*Humidity And Temperature PROfiler*), manufactured by the Radiometer Physics company in Meckenheim, Germany. Applying a filterbank receiver, all 14 frequencies used by the radiometer are scanned parallel along the absorption lines of water vapor (22.2 GHz to 31.4 GHz) and the absorption lines of oxygen (51.2 GHz to 58 GHz). Along these lines the thermal emission of the atmosphere is measured. Scanning parallel yield a high temporal resolution. Further technical details of the HATPRO and the mode of operation are given in chapter 3. By means of retrieval algorithms temperature and humidity profiles, as well as IWV and LWP are calculated from the thermal emission. The computation of such algorithms as well as the necessity of different algorithms for different climatic regions is described in chapter 4. For that, a radiative transfer calculation is carried out to simulate the thermal emission from radiosonde data. With the obtained data the retrieval algorithms are then calculated using quadratic regressions. The theoretical background of radiative transfer calculation is given in chapter 2. The resulting algorithms yield a better performance than the provided, especially in lower latitudes. The application to raw data of the two transects is shown in the cross sections of the temperature and the relative humidity as well as the meridional distribution of IWV and LWP along the course track in chapter 6. Further applications of the HATPRO onboard a vessel lead to a climatology of atmospheric profiles of temperature, humidity and the distribution of IWV and LWP.



Abbildung 1: Das Mehr-Kanal Mikrowellenradiometer HATPRO an Bord der FS Polarstern

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	iii
1 Einleitung	1
1.1 Mikrowellenfernerkundung	1
1.1.1 Passive satellitengestützte Mikrowellenfernerkundung	2
1.1.2 Bodengestützte Mikrowellenfernerkundung	2
1.2 Mikrowellenradiometrie auf See	3
2 Strahlungstransporttheorie	5
2.1 Das elektromagnetische Spektrum	5
2.2 Planck'sches Gesetz	5
2.3 Strahlungstransport durch die Atmosphäre	6
2.4 Wechselwirkung von Strahlung mit Materie	7
2.5 Berechnung von Absorptionskoeffizienten	9
3 Beschreibung des Mikrowellenradiometers	15
3.1 Aufbau des Radiometers	15
3.2 Funktionsweise des Radiometers	16
3.2.1 Theorie	16
3.2.2 Betriebsmodi für die Profilierung	18
3.2.3 Eichung	18
4 Erstellung neuer Fernerkundungsalgorithmen	21
4.1 Notwendigkeit neuer Algorithmen	22
4.1.1 Direkte Sonne	22
4.1.2 Durchqueren mehrerer Klimazonen	22
4.1.3 Erstellung neuer Algorithmen für Seeklima	23
4.2 Beschreibung der Radiosondendaten	25
4.3 Einteilung in Breitenklassen	26
4.3.1 Einteilung für die Temperaturprofilierung	26
4.3.2 Einteilung für die feuchteabhängigen Größen	27
4.4 Beschreibung der Fernerkundungsmethode	28

4.4.1	Vorbereitung der Daten	28
4.4.2	Beschreibung des Strahlungstransportmodells	29
4.4.3	Beschreibung der Routine zur Erstellung der Fernerkundungsalgorithmen	38
5	Ergebnisse	49
5.1	Beurteilung der Temperaturalgorithmen	49
5.2	Beurteilung der Feuchtealgorithmen	54
5.3	Beurteilung der IWV-Algorithmen	54
6	Anwendung der neuen Algorithmen	57
6.1	ANT XXIII/10	57
6.1.1	Erste Erfahrungen mit dem HATPRO auf dem Schiff	57
6.1.2	Anwendung der Algorithmen	58
6.2	ANT XXIV/1	62
6.2.1	Anwendung der Algorithmen	63
6.3	Analyse des Staubereignisses während ANT XXIV/1	66
6.4	Vergleich der Temperatur- und Feuchteprofile mit IASI-Daten	69
7	Schlussbetrachtung und Ausblick	81
	Anhang	i
A	Abkürzungen	i
	Literatur	ix
	Danksagung	xiii
	Erklärung	xv

Kapitel 1

Einleitung

Die Verwendung des Mikrowellenbereiches, mit Wellenlängen vom Millimeter- bis hin zum Meterbereich, bildet eine Ergänzung zur Fernerkundung im Infrarot- und im sichtbaren Bereich des elektromagnetischen Spektrums. Auf Grund der atmosphärischen Eigenschaften in diesem Wellenlängenbereich bietet die Mikrowellenfernerkundung den entscheidenden Vorteil, dass Wolken semi-transparent erscheinen, wohingegen im Sichtbaren und Infrarot die Wolken blickdicht sind. Ein weiterer Vorteil ist die Unabhängigkeit von der Sonne als Strahlungsquelle.

1.1 Mikrowellenfernerkundung

In der Mikrowellenfernerkundung wird zwischen aktiver und passiver Fernerkundung unterschieden. Zu den aktiven Geräten gehört das Radar, das eine gewisse Strahlungsleistung aussendet und die an bestimmten Objekten reflektierte Strahlung misst. Radiometer messen hingegen passiv die elektromagnetische Strahlung, die von den beobachteten Objekten auf Grund deren Temperatur und Emissionseigenschaften ausgesandt wird. Die Funktionsweise eines passiven Mikrowellenradiometers und die Erstellung von Fernerkundungsalgorithmen, um aus der gemessenen Strahlung atmosphärische Größen ableiten zu können, sind Gegenstand dieser Diplomarbeit. Die meteorologischen Größen, die aus solcher Strahlung in unterschiedlichen Frequenzbereichen abgeleitet werden können, sind zum Beispiel Temperatur- und Feuchteprofile. Dass diese Größen wie auch der integrale Flüssigwassergehalt einer Wolkensäule LWP (*engl.: liquid water path*) und der Gesamtwasserdampfgehalt einer atmosphärischen Säule IWV (*engl.: integrated water vapor*) - auf diese vier Parameter ist das hier verwendete Radiometer spezialisiert - aus dem Mikrowellenspektrum abgeleitet werden können, liegt an den Eigenschaften der Atmosphäre und wird in den Kapiteln zwei und vier behandelt. In dieser Arbeit wird nur die passive Mikrowellenfernerkundung betrachtet.

1.1.1 Passive satellitengestützte Mikrowellenfernerkundung

Die satellitengestützte Mikrowellenfernerkundung liefert eine große räumliche Abdeckung entgegen den bodengestützten Fernerkundungsmethoden wie durch Radiometer oder in-situ messende Radiosonden. Einschränkend auf die horizontale Auflösung am Boden wirkt sich die Antennengröße über die Antennengeometrie aus. Die vertikale Auflösung ist abhängig von der spektralen Auflösung des untersuchten Frequenzbereiches. Auf Grund dieser Einschränkungen können keine kleinskaligen Prozesse in der planetaren Grenzschicht vom Satelliten aus beobachtet werden. Um dennoch eine hohe räumliche Auflösung zu bekommen, wird ein Satellitenorbit in ungefähr 800km Höhe genutzt, der *Low Earth Orbit*. Dadurch ist allerdings keine hohe zeitliche Auflösung eines Ortes auf Grund der Bewegung des Satelliten möglich. Diese wird durch Satelliten in einem geostationären Orbit in 36000km Höhe gegeben.

Nichtsdestotrotz sind Satellitenbeobachtungen wichtig für die Überwachung des Klimas wie auch für die Wetterentwicklung. Ein Beispiel für ein satellitengestütztes Mikrowellenradiometer ist das AMSU (*engl.: Advanced Microwave Sounding Unit*) auf Satelliten von der NOAA (*engl.: National Oceanic and Atmospheric Administration*) und EUMETSAT (*engl.: European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites*). Aus den Daten des AMSU lassen sich Temperaturprofile ableiten sowie Feuchteprofile und Wolkeneigenschaften, Flüssigwasser und Wasserdampf [Hauschildt (2006)].

1.1.2 Bodengestützte Mikrowellenfernerkundung

Die Nützlichkeit von bodengestützter Mikrowellenfernerkundung für die Meteorologie wurde in [Westwater (1965) und Askne und Westwater (1986)] gezeigt. Der Vorteil dieser Methode gegenüber der satellitengestützten ist eine größere vertikale Auflösung in der unteren Troposphäre, die dann allerdings mit der Höhe abnimmt, aber gerade die Prozesse in der Grenzschicht gut auflöst. Des Weiteren ist es möglich, eine hohe zeitliche Auflösung zu wählen, mit der die Radiometer betrieben werden können [Crewell et al. (2001)]. So können zeitlich hoch variable Größen wie zum Beispiel der LWP untersucht werden, was mit Radiosonden nicht möglich ist, da diese in einem Abstand von mehreren Stunden gestartet werden müssen. Um eine hohe räumliche Auflösung zu erhalten, werden mehrere Radiometer benötigt, die in einem Netzwerk arbeiten [Crewell et al. (2002)].

Im Zuge der historischen Entwicklung der Radiometrie wurde erkannt, dass die Verwendung zusätzlicher Frequenzen zu den bisherigen eine parallele Messung von Temperatur- und Feuchteprofilen möglich machte [Rose et al. (2005)]. Deshalb wurden zu den zwei Kanälen für die IWV- und LWP-Fernerkundung die notwendigen Frequenzen für die Temperatur und Feuchteprofilierung hinzugefügt. So entstand das Mehrkanal-Mikrowellenradiometer HATPRO (*engl.: Humidity And Temperature PROfiler*) der Firma Radiometer Physics.

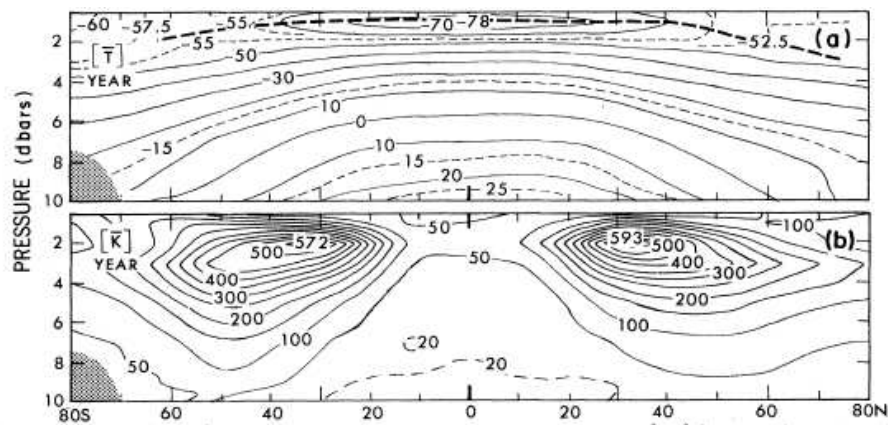


Abbildung 1.1: Zonal gemittelte Schnitte der Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ (a) und der kinetischen Energie in $\frac{m^2}{s^2}$ (b), aus [Peixóto und Oort (1984)]

1.2 Mikrowellenradiometrie auf See

Bislang wurden bodengestützten Mehrkanal-Mikrowellenradiometer nur an Land betrieben. Im Rahmen dieser Diplomarbeit wird das HATPRO zum ersten mal auf dem offenen Ozean während zwei Überführungsfahrten der FS Polarstern von der Süd- in die Nordhemisphäre und umgekehrt eingesetzt. Dadurch können erstmalig atmosphärische Parameter wie Temperatur- und Feuchteprofile, sowie IWV und LWP über dem Ozean kontinuierlich von den mittleren Breiten der einen Hemisphäre über die Tropen bis in die mittleren Breiten der anderen Hemisphäre mit einer hohen zeitlichen Auflösung gemessen werden. Die Fernerkundung dieser Regionen von der Erdoberfläche aus weist eine spärliche räumliche Abdeckung auf. Dafür ist es jedoch notwendig, für die jeweiligen Klimazonen unterschiedliche Fernerkundungsalgorithmen zu verwenden, da sich die Feuchte- und Temperaturbereiche mit der Breite ändern. Dies ist beispielhaft in Abbildung 1.1 (a) durch die meridionale Verteilung der zonal gemittelten Temperatur und in Abbildung 1.2 (a) durch die meridionale Verteilung der zonal gemittelten spezifischen Feuchte gezeigt. Die dick gestrichelte Linie in Abbildung 1.1 (a) stellt die mittlere Tropopause in Form ihres Temperaturminimums dar.

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist es den Einsatz des HATPROs auf dem Forschungsschiff FS Polarstern zu testen und den Betrieb für unterschiedliche Klimazonen vorzubereiten. Ist dieser Schritt erfolgreich, so kann es in weiteren Messkampagnen auf solchen Überfahrten eingesetzt werden, um dann gemeinsam mit anderen Messgeräten wie Pyrano- und Pyrgeometer, Infrarotradiometer, Ceilometer und Wolkenkamera den Einfluss von Wolken auf den Strahlungshaushalt an der Meeresoberfläche zu untersuchen. Ein möglicher weiterer Schritt wäre dann eine Einrichtung einer autonomen Messplattform, in der die oben genannten Messgeräte kombiniert betrieben werden und die dann auch auf anderen Schiffen eingesetzt werden kann. Dies ermöglicht eine Erstellung von Klimatologien durch Langzeitbeobachtungen. Ist die Qualität der gemessenen Daten dann hinreichend gut, können daraus möglicherweise verbesserte Parametrisierungen für die

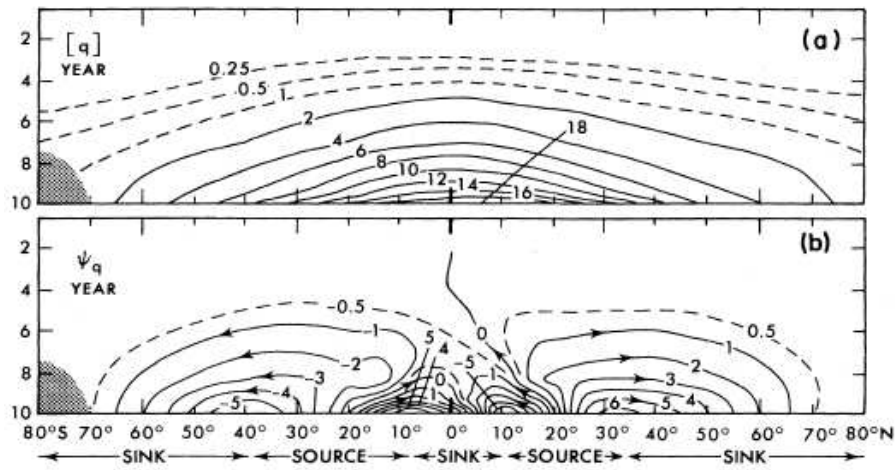


Abbildung 1.2: Zonal gemittelte Schnitte der spezifischen Feuchte in $\frac{g}{kg}$ (a) und des Flusses des Gesamtwassergehaltes (gasförmig + flüssig + fest) in $10^8 \frac{kg}{s}$ (b), aus [Peixoto und Oort (1984)]

Strahlungseigenschaften von Wolken in Klimamodellen erstellt werden.

Kapitel 2

Strahlungstransporttheorie

2.1 Das elektromagnetische Spektrum

Das elektromagnetische Spektrum setzt sich aus elektromagnetischen Wellen unterschiedlicher Wellenlängen zusammen. Diese besitzen die Energie $E = h\nu$, wobei h das Planck'sche Wirkungsquantum und ν die Frequenz ist. Tabelle 2.1 zeigt die Zusammensetzung des elektromagnetischen Spektrums sowie die Anteile solarer Strahlung.

Bezeichnung	Spektralbereich	solarer Anteil
Röntgen	$\lambda < 0.01\mu\text{m}$	
Extremes UV	$0.01 < \lambda < 0.1\mu\text{m}$	$3 \cdot 10^{-6}$
Fernes UV	$0.1 < \lambda < 0.2\mu\text{m}$	0.01%
UV-C	$0.2 < \lambda < 0.28\mu\text{m}$	0.5%
UV-B	$0.28 < \lambda < 0.32\mu\text{m}$	1.3%
UV-A	$0.32 < \lambda < 0.4\mu\text{m}$	6.2%
VIS	$0.4 < \lambda < 0.7\mu\text{m}$	39%
nahes IR	$0.7 < \lambda < 4\mu\text{m}$	52%
thermisches IR	$4 < \lambda < 50\mu\text{m}$	0.9%
fernes IR	$0.05 < \lambda < 1\text{mm}$	
Mikrowellen	$1\text{mm} < \lambda < 1\text{m}$	
Radiowellen	$1\text{m} < \lambda < 100\text{m}$	

Tabelle 2.1: Spektralbereich der elektromagnetischen Wellen und deren Anteile in der solaren Strahlung, nach [Petty (2006)]

2.2 Planck'sches Gesetz

Jeder Körper sendet elektromagnetische Strahlung aus. Die Energiefussdichte dieser Strahlung ist dabei abhängig von der Temperatur des Körpers und wird durch das Planck'sche Strahlungsgesetz beschrieben. Für die Herleitung dieses Gesetzes ist Max Planck von zwei Postulaten ausgegangen:

1. Die Elektronen werden als Oszillatoren betrachtet, die nicht jede beliebige Energie annehmen können, sondern nur die durch

$$E = nh\nu \quad (2.1)$$

charakterisierte. Hierbei ist n eine Quantenzahl, die den Zustand des jeweiligen Energieniveaus beschreibt.

2. Desweiteren kann Energie von Materie nur in bestimmten "Portionen" mit der Strahlung ausgetauscht werden:

$$\Delta E = E_n - E_m = \Delta n h\nu. \quad (2.2)$$

Die Indizes n und m stehen hier für zwei Energieniveaus, E für die Energie, Δ für die Differenz und n wieder für die Quantenzahl.

Mit Hilfe der *Boltzmann-Statistik* lässt das Planck'sche Strahlungsgesetz herleiten. Die Herleitung ist in [Liou (1980)] beschrieben. Die Formulierung des Gesetzes in Abhängigkeit von der Frequenz ν lautet:

$$L_\nu^* = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(\frac{h\nu}{k_B T}) - 1}. \quad (2.3)$$

So lässt sich die spektrale Strahldichte L_ν^* über das Planck'sche Wirkungsquantum h , die Frequenz ν , die Lichtgeschwindigkeit c , die Boltzmannkonstante k_B und die physikalische Temperatur T berechnen. Für das Planck'sche Gesetz wurde durch Rayleigh und Jeans eine Approximation für den Mikrowellenbereich ($h\nu \ll k_B T$) eingeführt. Mit Hilfe dieser Approximation lässt sich die Helligkeitstemperatur T_B definieren, die der spektralen Strahldichte entspricht:

$$T_B = \frac{c^2}{2\nu^2 k_B} L_\nu. \quad (2.4)$$

Der Zusammenhang zwischen Helligkeitstemperatur und physikalischer Temperatur lässt sich durch die Emissivität ϵ gemäß $T_B = \epsilon T$ herstellen.

2.3 Strahlungstransport durch die Atmosphäre

Die elektromagnetische Strahlung unterliegt bei ihrem Weg durch die Atmosphäre Prozessen wie Reflexion, Emission und Absorption und Transmission, so dass nur ein Bruchteil der ausgesandten Strahlung an der Erdoberfläche auftrifft. Die Summe aus Reflexion ρ , Absorption α und Transmission τ bildet immer eins:

$$\alpha + \tau + \rho = 1. \quad (2.5)$$

Absorbiert oder emittiert ein Körper die Strahlung vollständig, wird er als *schwarzer Körper* bezeichnet. Da das aber im Allgemeinen nicht der Fall ist, sind α , τ und ρ von der

Wellenlänge bzw. von der Frequenz abhängig. Eine weitere wichtige Größe in der Strahlungstransporttheorie ist die oben bereits erwähnte Emission. Diese ergibt sich aus dem Kirchhoff'schen Strahlungsgesetz zu

$$\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda. \quad (2.6)$$

Das heißt, dass ein Körper bei einer bestimmten Wellenlänge nur so viel Strahlung emittieren kann, wie er auch bei dieser Wellenlänge absorbieren kann.

Absorption und Streuung sind die Prozesse, die den einfallenden Strahlengang durch die Atmosphäre schwächen. Die Summe aus beiden wird Extinktion genannt. Für die Abschwächung des Strahlengangs lässt sich somit eine Differentialgleichung, die Strahlungstransportgleichung, aufstellen:

$$\frac{dL_\lambda}{ds} = -\alpha_{a,\lambda}L - \alpha_{s,\lambda}L + \alpha_{s,\lambda}\tilde{J}_\lambda + \alpha_{a,\lambda}B. \quad (2.7)$$

Diese Gleichung beschreibt die Abschwächung der Strahldichte L entlang des Weges s durch die Atmosphäre durch den Gesamtabsorptionskoeffizienten $\alpha_{a,\lambda}$, der sich als Summe der Absorptionskoeffizienten der einzelnen Bestandteile der Atmosphäre zusammensetzt. Desweiteren stellt $\alpha_{s,\lambda}L$ die Abschwächung durch Streuung dar. Die Strahlungstransportgleichung wird ergänzt durch zwei Quellterme, die zum Einen die Streuung in Richtung des Strahlengangs und zum Anderen die thermische Emission beschreiben. Der Quellterm der Streuung ist durch $\alpha_{s,\lambda}\tilde{J}_\lambda$ gegeben, wobei \tilde{J}_λ die Phasenfunktion mit den Streuwinkeln enthält. Die thermische Emission ist durch $\alpha_{a,\lambda}B$ dargestellt mit B als Planck-Funktion.

Absorption und Emission sind Prozesse, die sich auf molekularer Ebene abspielen und werden im folgenden Abschnitt näher erläutert.

2.4 Wechselwirkung von Strahlung mit Materie

Durch die beiden Postulate von Max Planck (Gleichungen (2.1) und (2.2)) lässt sich die Wechselwirkung von Strahlung mit Materie beschreiben. Elektronen können nur durch Gleichung (2.1) bestimmte Energien aufnehmen oder abgeben, wodurch sich der energetische Zustand gemäß Gleichung (2.2) ändert.

Absorption heißt dabei, dass ein Atom oder Molekül von einem energetisch niedrigeren Niveau durch die Aufnahme der Energie der elektromagnetischen Welle in ein energetisch höheres Niveau versetzt wird. Man spricht dabei auch von Anregung. Emission bedeutet hingegen, dass ein Übergang von einem angeregten Zustand in einen energetisch niedrigeren Zustand stattfindet und dadurch Energie in Form einer elektromagnetischen Welle emittiert wird. Durch Emission und Absorption ändert sich also die innere Energie des Atoms oder Moleküls, welche sich aus drei Komponenten zusammensetzt:

$$E = E_r + E_v + E_e, \quad (2.8)$$

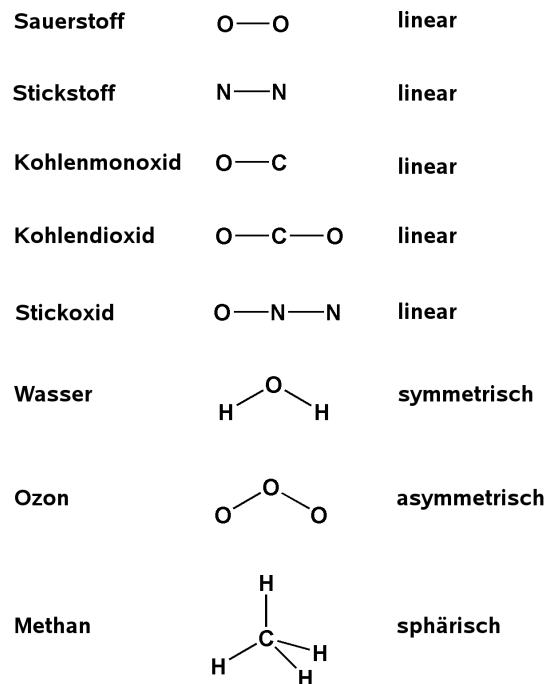


Abbildung 2.1: Molekulare Struktur ausgewählter Moleküle

der Energie der Rotation E_r , der Energie der Vibration E_v und der Energie der Elektronen E_e . Die Art der Übergänge wird dabei bestimmt durch die Menge der Energie der elektromagnetischen Welle $\Delta h\nu$.

Wellenlänge	Bereich im Spektrum	dominanter Übergang	Energieaufwand
$> 20\mu\text{m}$	fernes IR, MW	Rotation	niedrig
$1\mu\text{m} - 20\mu\text{m}$	nahes IR, therm. IR	Vibration	mittel
$< 1\mu\text{m}$	VIS, UV	Elektron	hoch

Tabelle 2.2: Übergänge im elektromagnetischen Spektrum, nach [Petty (2006)]

Tabelle 2.2 zeigt, wo im Spektrum welche Art von Übergängen vorkommen. Die Übergänge mit mittlerem Energieaufwand finden in den äußeren Schalen des Atoms oder Moleküls statt, wobei höhere Energien aufgewendet werden müssen, um die Elektronen der inneren Schalen zu beeinflussen.

Rotationsübergänge treten dann auf, wenn die Trägheitsmomente ungleich Null sind, also nicht bei einatomigen Strukturen wie zum Beispiel Edelgasen. Wenn die Trägheitsmomente mehrerer Achsen gleich sind, so sind diese energetisch nicht unterscheidbar und führen daher zu ähnlichen Absorptionslinien. Lineare und sphärische Moleküle haben eine kleine Anzahl unterschiedlicher Rotationsachsen im Gegensatz zu asymmetrischen Molekülen. In Abbildung 2.1 ist schematisch die Struktur einiger Moleküle dargestellt, die in der Atmosphäre vorkommen.

Molekülstruktur	Trägheitsmomente	Beispiele
einatomig	$I_1 = I_2 = I_3 = 0$	Ar
linear	$I_1 = 0, I_2 = I_3 > 0$	N ₂ , O ₂ , CO ₂ , N ₂ O
tetraedrisch	$I_1 = I_2 = I_3 > 0$	CH ₄
symmetrisch	$I_1 \neq 0, I_2 = I_3 > 0$	NH ₃ , CH ₃ Cl, CF ₃ Cl
asymmetrisch	$I_1 \neq I_2 \neq I_3$	H ₂ O, O ₃

Tabelle 2.3: Struktur einiger Moleküle und ihrer Trägheitsmomente, nach [Petty (2006)]

Tabelle 2.3 zeigt Beispiele einiger Moleküle, ihrer Struktur und der daraus resultierenden Trägheitsmomente. Damit Absorption bzw. Emission auftreten kann, müssen magnetische oder elektrische Dipole vorhanden sein, so dass von außen angelegte elektrische oder magnetische Felder ein Drehmoment auf die Moleküle ausüben können. Homonukleare Moleküle wie Sauerstoff und Stickstoff besitzen keine elektrischen Dipole auf Grund ihrer Symmetrie, ebenso auch lineare dreiatomige Moleküle wie Kohlendioxid und der sphärische Molekülverband von Methan. Sie weisen daher keine Absorption im Rotationsspektrum auf. Allerdings besitzt Sauerstoff wegen des Elektronen-Spins und der Rotation des Moleküls einen magnetischen Dipol. Auf Grund des Nichtvorhandenseins von Trägheitsmomenten bei den Edelgasen haben auch diese keine Absorptionslinien im Rotationsspektrum. Alle anderen Verbindungen weisen elektrische Dipole auf. Es ist häufig der Fall, dass Rotations- und Vibrationsübergänge einhergehen und somit Absorptionslinien am Übergang vom Rotations- zum Vibrationsspektrum auftreten. Reine Vibrationsübergänge treten dann auf, wenn innermolekulare Vibration auftritt, die durch anziehende und abstoßende elektrostatische Kräfte hervorgerufen wird. Da zweiatomige Moleküle nicht starr miteinander verbunden sind, kann man die Verbindung zwischen ihnen mit einer Verbindung durch eine Feder vergleichen, und erinnert daher an einen harmonischen Oszillator mit einer Resonanzfrequenz. Die Photonenenergie, die für Übergänge verantwortlich ist, wird dabei als ganzzahliges Vielfaches der Resonanzfrequenz betrachtet. Dreiatomige Moleküle besitzen mehrere Vibrationsmöglichkeiten, nämlich Biegen, als auch symmetrisches und asymmetrisches Strecken. Für Atome mit mehr als drei Molekülen ergeben sich noch weitere Möglichkeiten, die sich alle aus Überlagerungen von Vibrationen zusammensetzen, und können einzeln betrachtet werden. Um Elektronenübergänge zu erhalten, muss umso mehr Energie aufgewendet werden, je dichter sich die Elektronen am Kern befinden. Die Energie, die dabei durch Kollisionen der Moleküle freigesetzt wird, reicht nicht aus um Elektronenübergänge anzuregen. Jeder der oben beschriebenen Übergänge führt zu Absorption oder Emission von elektromagnetischen Wellen.

2.5 Berechnung von Absorptionskoeffizienten

Für eine allgemeine Beschreibung der Absorptionslinien lassen sich drei Merkmale betrachten [Petty (2006)]: die Position der Linie, die Intensität und die Form. Die theore-

tische Erklärung von Lage und Intensität von Vibrations- und Rotationsübergängen gelingt mit Methoden der Quantenmechanik oder der experimentellen Molekülphysik. Anhand der Position der Linie im Spektrum, lässt sich die Frequenz, an der Energie absorbiert wird, herausfinden. Der Absorptionskoeffizient beinhaltet im Allgemeinen den Imaginärteil N'' des komplexen Brechungsindex N . N'' setzt sich als Produkt aus der Intensität der Absorptionslinie und ihrer Form zusammen.

$$N = N_0 + N' + iN'', \quad (2.9)$$

wobei N_0 der frequenzunabhängige Teil und N' der dispersive Teil des Realteils von N . Beide Terme ändern die Ausbreitungsgeschwindigkeit. Der Imaginärteil N'' beschreibt die Abschwächung der Intensität der elektromagnetischen Welle.

Somit ergibt sich der Absorptionskoeffizient α in Np m^{-1} (*sprich: Neper pro Meter* (Hilfsmaßeinheit)) für die jeweilige betrachtete Frequenz ν zu:

$$\alpha(\nu, \nu_{l,m}) = \frac{4\pi}{c} \nu S_{l,m} F(\nu, \nu_{l,m}) \quad (2.10)$$

mit c der Lichtgeschwindigkeit, ν der Frequenz, $\nu_{l,m}$ der Frequenz der Resonanzfrequenz und $S_{l,m}$ der Intensität der Linie und der Formfunktion F . Die Intensität einer Linie für ein bestimmtes Gas setzt sich zusammen aus der Anzahl der absorbierenden Moleküle des Gases pro Volumeneinheit, der Temperatur des Gases und den Parametern, die zu dem jeweiligen Übergang gehören.

Die Formfunktion ist eine mathematische Beschreibung der Verbreiterung der Absorptionslinien. Im Wesentlichen sind dies drei Prozesse, die für die Linienverbreiterung verantwortlich sind: die natürliche Verbreiterung, die durch die Heisenberg'sche Unschärferelation begründet ist, sowie die Doppler-Verbreiterung (thermischer Hintergrund) und die Lorentz-Verbreiterung (druckinduziert). Die natürliche Verbreiterung ist für Fernerkundungszwecke vernachlässigbar, da sie in Frequenzbereichen um 1 Hz auftritt und somit nicht in das untersuchte Spektrum fällt. Die Doppler-Verbreiterung oder auch thermische Verbreiterung begründet sich in der Bewegung der Moleküle, denn über die Maxwell-Boltzmann-Statistik ist die kinetische Energie der Moleküle mit der Temperatur verknüpft. Durch die Geschwindigkeit v der Atome bzw. der Moleküle kommt es dabei zu der Dopplerverschiebung mit verschobenen Frequenz

$$\nu'_{l,m} = \nu_{l,m} \left(1 - \frac{v}{c}\right). \quad (2.11)$$

Die Formfunktion für die Dopplerverbreiterung ergibt sich zu

$$F_D(\nu_{l,m} - \nu) = \frac{1}{\gamma_D \sqrt{\pi}} \exp\left(-\frac{(\nu_{l,m} - \nu)^2}{\gamma_D^2}\right), \quad (2.12)$$

wobei γ_D die Dopplerbreite ist:

$$\gamma_D = \nu \sqrt{\frac{2k_B T}{mc^2}}. \quad (2.13)$$

Die Form der Verbreiterung ist gaußförmig und hängt nicht vom Druck ab, sondern nimmt mit der Temperatur zu und mit der Molekülmasse m ab, aus [Petty (2006)].

Die Lorentz-Verbreiterung dagegen beruht auf Wechselwirkungen der Moleküle unter einander, welche unter gegebenem Druck miteinander kollidieren. Diese durch den Druck induzierte Verbreiterung wird durch die Formfunktion von Lorentz in [Ulaby et al. (1981)] beschrieben:

$$F_L = \frac{1}{\pi} \frac{\gamma}{(\nu_{l,m} - \nu)^2 + \gamma^2}, \quad (2.14)$$

wobei γ die Halbwertsbreite der Absorptionslinie ist. Diese ist definiert als die Frequenz, an der das Maximum der Intensität nur noch der Hälfte entspricht. Für die druckinduzierte Verbreiterung wird die Halbwertsbreite noch mit dem Umgebungsdruck und der Umgebungstemperatur normiert. Die Lorentz-Form gilt nur für scharfe Linien, wo $\gamma \ll \nu_{l,m}$ erfüllt ist [Liebe et al. (1969), Liebe und Dillon (1969)]. Um den in den Experimenten verwendeten Druck dem Luftdruck anzugleichen, wurde durch Van Vleck und Weisskopf [van Vleck und Weisskopf (1945)] folgende Formfunktion erstellt:

$$F_{VV} = \frac{1}{\pi} \left(\frac{\nu}{\nu_{l,m}} \right) \left[\frac{\gamma}{(\nu_{l,m} - \nu)^2 + \gamma^2} + \frac{\gamma}{(\nu_{l,m} + \nu)^2 + \gamma^2} \right]. \quad (2.15)$$

Diese Form brachte Verbesserungen im niederfrequenten Bereich des Spektrums und gewichtet die Absorption der Linienflügel stärker. In der Literatur finden sich noch weitere Formfunktionen, wo hier auf [Gross (1955), Zhevakin und Naumov (1963), Zhevakin und Naumov (1967) und Hall (1967)] verwiesen sei.

Die Doppler- und die Druckverbreiterung dominieren jeweils in unterschiedlichen Höhen in der Atmosphäre, was in Abbildung 2.2 skizziert wird. Die Absorptionslinien werden dabei in den bodennahen Regionen der Atmosphäre durch druckinduzierte Kollisionen auf Grund der höheren Dichte verbreitert, bei der Kollisionsprozesse häufiger sind. Die thermische Verbreiterung gewinnt in größeren Höhen an Bedeutung.

Der Grund dafür ist, dass der Druck in der Atmosphäre näherungsweise exponentiell mit der Höhe abnimmt, wohingegen die Temperatur linear mit dem Temperaturgradienten abnimmt. Betrachtet man Regionen in der Atmosphäre, in der die Halbwertsbreiten in etwa gleich sind, müssen sowohl Doppler- als auch Druckverbreiterungseffekte mit berücksichtigt werden. Das geschieht durch die Verwendung der Voigt-Form-Funktion [Goody und Yung (1989)]. In der oberen Atmosphäre treten des Weiteren noch Wechselwirkungen von Sauerstoffmolekülen mit dem Magnetfeld der Erde auf Grund des permanenten magnetischen Dipols von Sauerstoff. Dieser Effekt wird *Zeeman-Effekt* genannt. Bislang wurde nur die Absorption an verbreiterten Linien betrachtet. Gerade aber in den spektralen Fensterbereichen des Infraroten und der Mikrowellen, welche für Fernerkundung und thermischen Strahlungstransport genutzt werden, tritt Absorption an einem Kontinuum auf [Rosenkranz (1993)]. Das Kontinuum setzt sich zusammen aus Wechselwirkungen der betrachteten Moleküle untereinander und Wechselwirkung der betrachteten Molekülen mit anderen. Die Stärke der Wechselwirkungen ist dabei abhängig von der Temperatur [Liebe (1987), Liebe (1989)]. Absorption am Kontinuum tritt auch noch

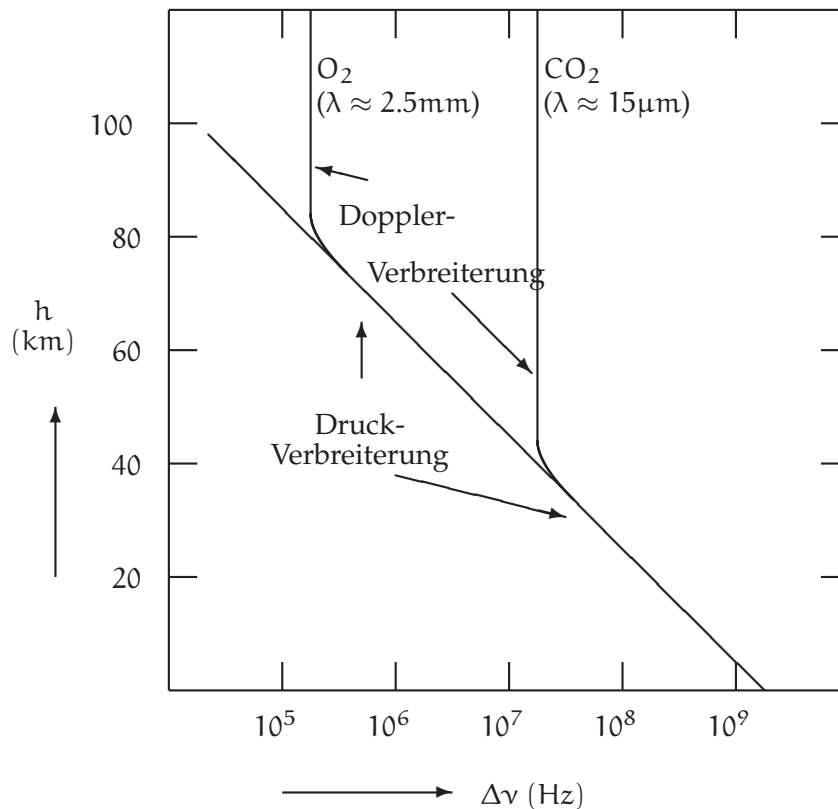


Abbildung 2.2: Verteilung der Doppler- und Druckverbreiterung, nach [Petty (2006)]

im hochfrequenten Bereich des solaren Spektrums auf, der aber hier für den Bereich der Mikrowellenfernerkundung nicht von Bedeutung ist.

Die atmosphärischen Partikel, die neben Gasen und flüssigen Komponenten auch feste Teilchen (Aerosole) aufweisen, sind unterschiedlich groß und besitzen somit unterschiedliche Streueigenschaften (Rayleigh- /Mie-Streuung), was hier nur am Rande erwähnt wird. In der verwendeten Strahlungstransportrechnung wird die Streuung auf die Verwendung der Rayleigh Approximation für die Mie-Theorie beschränkt. Die Rayleigh Approximation kann dann angewendet werden, wenn die Größe der Wassertröpfchen kleiner als $50\mu\text{m}$ ist [Liebe (1989)].

Die Teilchen besitzen allerdings auch unterschiedliche Absorptions- und Emissionseigenschaften, anhand derer eine Bestimmung der Zusammensetzung oder eine Untersu-

chung der Veränderung eines Strahlengangs durch die Atmosphäre möglich ist. Die numerische Umsetzung der Berechnung der Absorptionskoeffizienten für ausgewählte Gase und die Rayleigh Approximation für Wolkentröpfchen wird in Kapitel 4.3 Abschnitt 4.3.2 erläutert.

Kapitel 3

Beschreibung des Mikrowellenradiometers

In diesem Kapitel wird das verwendete Radiometer näher beschrieben. Es handelt sich dabei um ein Mikrowellenradiometer (HATPRO), das für 14 Frequenzen die Strahlungstemperatur der Atmosphäre misst, anhand der sich dann Größen wie LWP, IWV und Temperatur- und Feuchteprofile ableiten lassen. Das Gerät wird von der Firma Radiometer Physics in Meckenheim gebaut. Zunächst soll in einem Abschnitt der Aufbau des Radiometers beschrieben werden, bevor dann die Funktionsweise und die Betriebsarten näher erläutert werden. Dieses Kapitel beruht im Wesentlichen auf [Rose und Czekala (2008)]

3.1 Aufbau des Radiometers

Die Außenansicht des Radiometers zeigt eine GPS-Uhr, anhand der das HATPRO die genaue Uhrzeit und Position erhält, sowie einen Regensensor, der die gemessenen Daten bei Niederschlagsereignissen speziell kennzeichnet. Gleichzeitig kontrolliert der Regensensor gemeinsam mit einem Feuchtefühler am Radiometergehäuse ein Gebläse, das die Bildung von Tropfen auf dem Radom des Radiometers verhindern soll. Das Gebläse wird aktiv, wenn ein bestimmter Schwellwert der relativen Feuchte überschritten wird oder der Regensensor Regen meldet. Neben dem Feuchtemesser sind noch ein Temperaturfühler und ein Barometer angebaut, so dass die Temperatur, die relative Feuchte und der Luftdruck in Bodennähe bestimmt werden können.

Der innere Aufbau wird in Abbildung 3.1 gezeigt, enthält mehrere elektrotechnische Komponenten und lässt sich wie folgt untergliedern. Zum Einen gibt es die "Geräteoptik", die aus einem drehbar gelagerten Spiegel, einem Gitter und den beiden thermisch stabilisierten Empfängern besteht, und zum Anderen die Geräteelektronik mit einem Steuerungsrechner, der die Messung steuert und auch Messdaten aufzeichnen kann. Eine weitere wichtige Komponente ist ein thermisch stabilisiertes Luftvolumen, das zu Kalibrationszwecken dient und sich unterhalb des Spiegel befindet. Auf die einzelnen Komponenten der "Geräteoptik" soll nun etwas genauer eingegangen werden. Es wird

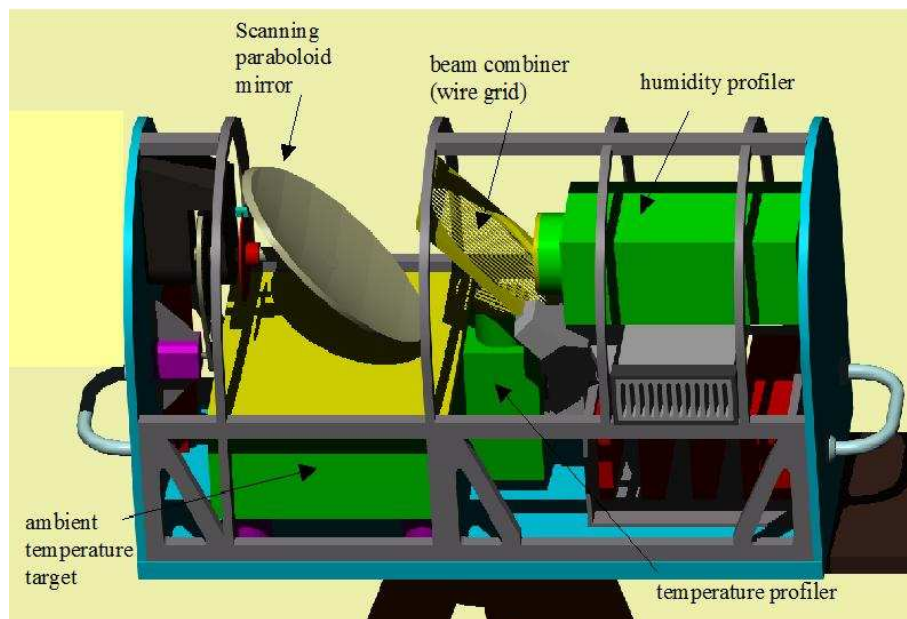


Abbildung 3.1: Skizze des inneren Aufbaus des Radiometers, aus [Rose und Czekala (2008)]

ein drehbarer Spiegel verwendet, damit das Gerät in einem Winkelabtast-Modus betrieben kann. Des Weiteren dient der Spiegel auch zur absoluten Kalibrierung zusammen mit dem stabilisierten Luftvolumen (siehe Abschnitt 3.2.3). Das Gitter dient dabei zur Aufspaltung des eintreffenden Strahls in die beiden Empfängereinheiten. Auf die Verwendung von Linsen in der Geräteoptik wird dabei bewusst verzichtet, um stehende Wellen zu verhindern. Bei den beiden Empfängereinheiten handelt es sich um Filterbank-Empfänger mit jeweils acht Anschlüssen. Das ermöglicht im Gegensatz zur Verwendung von Synthesizern ein paralleles Abfragen aller verwendeten Frequenzen, da jede Frequenz einem Anschluss zu geordnet ist, und erhöht dadurch die zeitliche Auflösung. Der Temperatur-Empfänger umfasst sieben Frequenzen im Bereich von 51.3GHz bis 58GHz und hat einen Öffnungswinkel von 2.5° . Der Feuchte-Empfänger misst im Bereich von 22.24GHz bis 31.4GHz mit einem Öffnungswinkel von 3.5° .

3.2 Funktionsweise des Radiometers

In diesem Abschnitt sollen die Funktionsweise des Radiometers und die Wahl der verwendeten Frequenzen erklärt werden. Des Weiteren soll auf die unterschiedlichen Betriebsmöglichkeiten und die für eine hohe Genauigkeit und Stabilität notwendigen Eichungen und Korrekturen eingegangen werden.

3.2.1 Theorie

Der Mikrowellenbereich eignet sich für die Temperatur- und Feuchteprofilierung sowie für die Messung von LWP und IWV gut, da in diesem Bereich des Spektrums die Wol-

ken halbdurchlässig erscheinen im Gegensatz zum Infraroten, wo die Wolken blickdicht sind. Im Frequenzbereich bis 100 GHz des Mikrowellenspektrums weist die Atmosphäre Resonanzen auf, die durch Absorption entstehen. Abbildung 3.2 zeigt den Extinktionskoeffizienten der Atmosphäre (schwarze Linie) für diesen Frequenzbereich. Die Extinktion ist die Summe aus Absorption und Streuung und da letztere vernachlässigt wird, ist der Extinktionskoeffizient gleich dem Absorptionskoeffizienten. Die auftretenden Maxima im Gesamtabsorptionskoeffizienten der Atmosphäre bei 22 GHz und bei 60 GHz stammen von den Resonanzen in der Wasserdampflinie (grün, Abbildung 3.2) bei 22.2 GHz und in der Sauerstofflinie (orange, Abbildung 3.2) bei 60 GHz. Die Verbreiterung beider Absorptionlinien lassen sich auf Druckverbreiterung durch kollisionsinduzierte Prozesse zurückführen [Westwater et al. (2005)]. Die Anwesenheit von Wolken, und somit Wassertröpfchen, trägt ebenfalls zum Gesamtabsorptionskoeffizienten bei. Wassertröpfchen haben in dem betrachteten Bereich zwar keine spektralen Eigenschaften, tragen aber dennoch zur Extinktion mit dem Quadrat der Frequenz bei [Solheim et al. (1998)]. Der Beitrag durch Wassertröpfchen ist durch die cyan strich-punktierte Linie in Abbildung 3.2 dargestellt. Mit diesem Mikrowellenradiometer lässt sich nun die thermische Emission, die Strahlungstemperatur, entlang der druckverbreiterten Wasserdampf- und Sauerstofflinie messen. Die Frequenzbereiche sind dabei wie folgt eingeteilt: Die Temperaturprofilierung lässt sich im Bereich von 51.2 GHz bis 58 GHz durchführen, die Feuchteprofilierung im Bereich von 22.2 GHz bis 31.4 GHz. Im zuletzt genannten Bereich lassen sich auch IWV und LWP durch den Vergleich von zwei Kanälen bestimmen. Dazu wird die Frequenz, beeinflusst durch die Wasserdampflinie bei etwa 22 GHz, und die Frequenz im Fensterbereich bei etwa 30 GHz untersucht [Westwater (1978)]. Für die Temperaturprofilierung wird der niederfrequente Flügel der Sauerstofflinie abgetastet. Aufgrund der großen Blickdichte im Zentrum der Sauerstofflinie stammen die Informationen aus der unmittelbaren Umgebung des Radiometers, wohingegen die Informationen aus größeren Höhen stammen je transparenter die Atmosphäre hin zum Flügel wird. Äquivalentes gilt für die Feuchteprofilierung, bei der vom Linienzentrum zum hochfrequenten Flügel der Wasserdampflinie abgetastet wird [Solheim et al. (1998)]. Durch die Anwendung von Fernerkundungsalgorithmen auf die spektralen Strahlungstemperaturen lassen sich dann die Profile für Temperatur und Feuchte erstellen. Die Fernerkundungsalgorithmen sowie deren Erstellung werden in Kapitel 4 beschrieben. In Tabelle (3.1) sind die verschiedenen Frequenzbereiche zusammenfassend aufgelistet.

Produkt	Frequenzen in GHz						
	22.24	23.04	23.84	25.44	26.24	27.84	31.40
Feuchteprofilierung	22.24	23.04	23.84	25.44	26.24	27.84	31.40
Temperaturprofilierung	51.26	52.28	53.86	54.94	56.66	57.30	58.00
IWV, LWP	22.24	31.40					

Tabelle 3.1: HATPRO-Frequenzen für die Feuchte- und Temperaturprofilierung, sowie für die Bestimmung von IWV und LWP

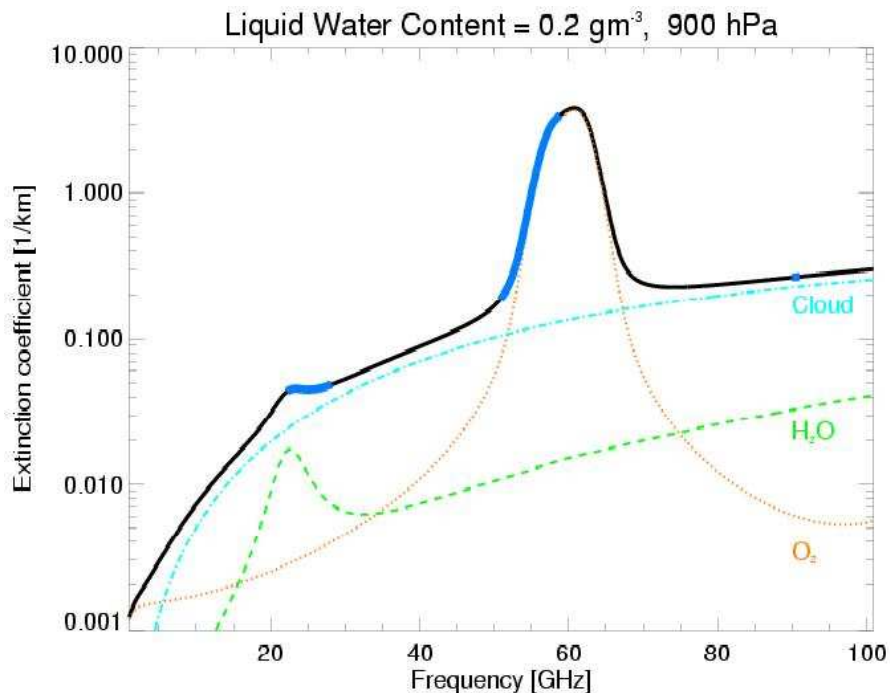


Abbildung 3.2: Extinktionskurve von O_2 (orange), H_2O (grün), Wolken (cyan) und der Atmosphäre (schwarz) im Bereich bis 100GHz, aus [Rose und Czekala (2008)]

3.2.2 Betriebsmodi für die Profilierung

Durch die Verwendung des drehbaren Spiegels werden dem Anwender unterschiedliche Betriebsmodi ermöglicht. Der Zenitmodus bedeutet dabei, dass der interne Spiegel so gedreht ist, dass die einfallende Strahlung aus dem Bereich senkrecht über dem Gerät kommt. Dieser Betriebsmodus ist anwendbar für die Temperatur- und Feuchteprofilierung. Des Weiteren ist es möglich das Gerät in einem Grenzschicht-Abtast-Modus zu betreiben. Dieses gilt allerdings nur für die Temperatur, da der Frequenzbereich der Sauerstoffabsorption optisch dichter ist als der für die Absorption an Wasserdampf. Dazu wird dann an zwei festen Frequenzen gemessen, bei 54.9GHz und bei 58GHz, und ein Winkelbereich von minimal 5° bis zum Zenit durchlaufen. Bei Messungen unter kleinen Winkeln ist der Weg durch die Atmosphäre entsprechend länger, wodurch eine höhere vertikale Auflösung der Grenzschicht erreicht wird [Westwater et al. (1999) und Crewell und Lohnert (2006)].

3.2.3 Eichung

Um eine hohe Genauigkeit zu erreichen, ist eine gute Eichung besonders wichtig. Eine Absolutkalibrierung erfolgt über die Temperatur des flüssigen Stickstoffes und die bekannte Temperatur des inneren Luftvolumens (siehe Abbildung 3.1). Diese Kalibrierung wird üblicherweise nach Transport und Aufbau des Radiometers durchgeführt. Eine weitere Möglichkeit zur Kalibrierung bietet sich bei wolkenfreiem Himmel und einer sehr

trockenen Atmosphäre. Dann können die Kanäle in der Wasserdampflinie über die kosmische Hintergrundstrahlung anstelle des flüssigen Stickstoffes kalibriert werden. Diese Methode gilt nur für die Wasserdampflinie, da diese keine hohe Extinktion aufweist im Gegensatz zur Sauerstofflinie. Weitere wichtige Korrekturen betreffen die Antennen und die Elektronik, da diese eine hohe thermische Stabilität aufweisen müssen, um eine möglichst hohe Messgenauigkeit gewährleisten zu können. Bei diesen Typen von Korrekturen handelt sich um vom Radiometer in gewissen Zeitabständen automatisch durchgeführte Drift-Korrekturen, in der die Temperaturdrift der einzelnen Empfängereinheiten korrigiert wird, und Rausch-Korrekturen, wodurch alle Systemparameter sowie die Rauschtemperatur des Systems rekaliert werden.

Kapitel 4

Erstellung neuer Fernerkundungsalgorithmen

Für die Erstellung von Fernerkundungsalgorithmen kann auf drei unterschiedliche Verfahren zurückgegriffen werden. Es gibt die Möglichkeit physikalische, statistische und halb physikalisch, halb statistische Algorithmen zu erstellen [Kidder und Vonder Haar (1995)]. Physikalische Algorithmen bieten den Vorteil, dass physikalische Prozesse immer eindeutig sind, wodurch zum Beispiel fehlerhafte Radiometerkanäle und unterschiedliche hohe Landoberflächen berücksichtigt werden können. Ein weiterer Vorteil ist, dass kein großer Datensatz an Radiosonden notwendig ist. Nachteilig sind allerdings ein hoher Rechenaufwand und eine genaue Kenntnis der Transmission. Statistische Algorithmen dagegen sind wenig rechenaufwendig, benötigen keine Kenntnis über die Transmission und verwenden die statistischen Eigenschaften der Atmosphäre, was bedeutet, dass die berechneten Temperaturen nicht weit von den in der Vergangenheit gemessenen abweichen. Von Nachteil sind ein großer Satz an Trainingsdaten und, dass physikalische Prozesse durch Statistik wiedergegeben werden. Halb physikalische, halb statistische Methoden vereinen die Verwendung von Wichtungsfunktionen wie bei der Verwendung physikalischer Algorithmen, verwenden aber nicht direkt die Strahlungstransportgleichung.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wird sich auf die Verwendung statistischer Verfahren zur Erstellung der Fernerkundungsalgorithmen beschränkt. Dabei handelt es sich um eine Inversionsmethode, bei der es folgendes Problem zu lösen gilt:

$$\vec{T}_B = \underline{W} \vec{T}. \quad (4.1)$$

\vec{T}_B sei ein Vektor mit M gemessenen Strahlungstemperaturen, \underline{W} eine $M \times N$ Matrix und \vec{T} ein Vektor mit den N gesuchten atmosphärischen Parametern. Das Bilden der Inversen von Gleichung (4.1) liefert die Lösung für \vec{T} :

$$\vec{T} = (\underline{W}^T \underline{W})^{-1} \underline{W}^T \vec{T}_B. \quad (4.2)$$

Für die Berechnung von $(\underline{W}^T \underline{W})^{-1} \underline{W}^T$ werden zunächst aus einem Datensatz von Radio-

sondenaufstiegen (näheres in Kapitel 4.3.1) Strahlungstemperaturen \vec{T}_B mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen simuliert, was in Abschnitt 4.3.2 beschrieben wird. Um dann $(\mathbf{W}^T \mathbf{W})^{-1} \mathbf{W}^T$ zu berechnen, können anschließend lineare oder quadratische Regressionen oder auch neuronale Netze verwendet werden. Diese Vorgehensweise und die verwendete statistische Methode wird in Abschnitt 4.3.3 dargestellt.

4.1 Notwendigkeit neuer Algorithmen

Die Notwendigkeit neuer Algorithmen wird in diesem Abschnitt erläutert. Im Wesentlichen sind es drei Gründe, warum für den Einsatz des HATPROs auf See mehrere Algorithmen notwendig sind.

4.1.1 Direkte Sonne

Der Betrieb des HATPRO bei hohen Sonnenständen ist dann problematisch, wenn die Sonne direkt in das Radiometer scheint und der Beobachtungswinkel nicht verändert wird. Das war während der Fahrt ANT XXIII/10 am 23.04.2007 der Fall, dass die Sonnenstrahlung direkt über den Spiegel des HATPROs in das Innere gelangte, was dann zu einem Signal führte, das durch die Sonne beeinflusst wurde. In den Abbildungen 4.1 und 4.2 ist gezeigt, dass für den IWV und den LWP hohe Werte angezeigt werden, obwohl zu der Zeit der Himmel lediglich teilweise durch einen dünnen Wolkenschleier bedeckt war, was durch das Bild der Wolkenkamera (Abbildung 4.3) belegt wird. Folglich kann es sich dabei nicht um ein Signal aus der Atmosphäre handeln, sondern von der Sonne, die ein kontinuierliches Spektrum aussendet. Daher ist es notwendig für kleine Zenitwinkel der Sonne den Beobachtungswinkel des HATPROs zu ändern. Für solche Fälle werden dann Algorithmen erstellt, die zum Einen die breitenspezifischen Zustände der Atmosphäre wiedergeben und zum Anderen einen verringerten Beobachtungswinkel von 70° aufweisen.

4.1.2 Durchqueren mehrerer Klimazonen

Beim Durchqueren mehrerer Klimazonen ändert sich die Höhe des Sonnenstandes und somit auch die Strahlungsbilanz mit der Breite. Gleicherweise nimmt auch die Temperatur in Bodennähe hin zu den Tropen zu, was in Abbildung 4.4 links gezeigt wird. In Abbildung 4.4 rechts ist die Verteilung der absoluten Feuchte in Bodennähe dargestellt, die ebenfalls wie die Temperatur zu den Tropen hin zu nimmt und dort ihr Maximum aufweist. Das lässt sich über den Dampfdruck erklären, denn mit Zunahme der Temperatur kann ein Luftpaket mehr Feuchtigkeit aufnehmen ehe es zur Sättigung kommt. Da sich die Bedingungen in Bodennähe ändern, ist es notwendig Algorithmen zu erstellen, die für unterschiedliche Regionen gültig sind.

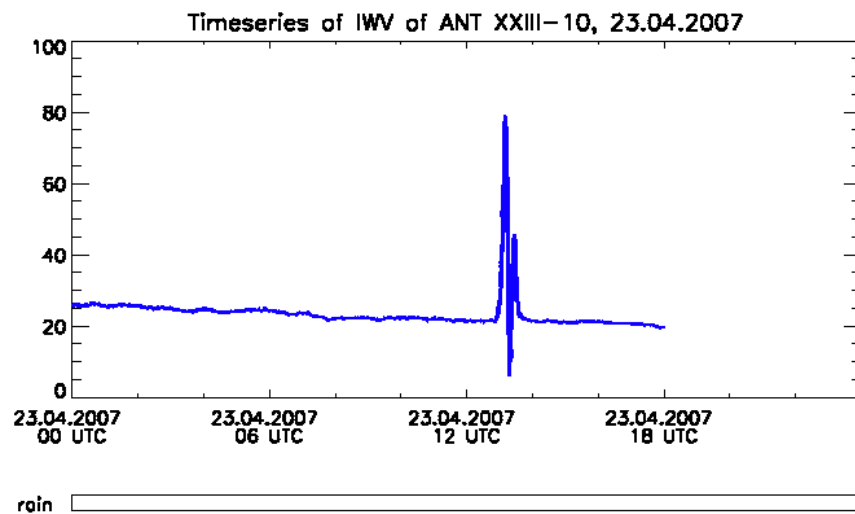


Abbildung 4.1: Zeitserie des IWV vom 23.04.2007 gemessen während ANT XXIII/10

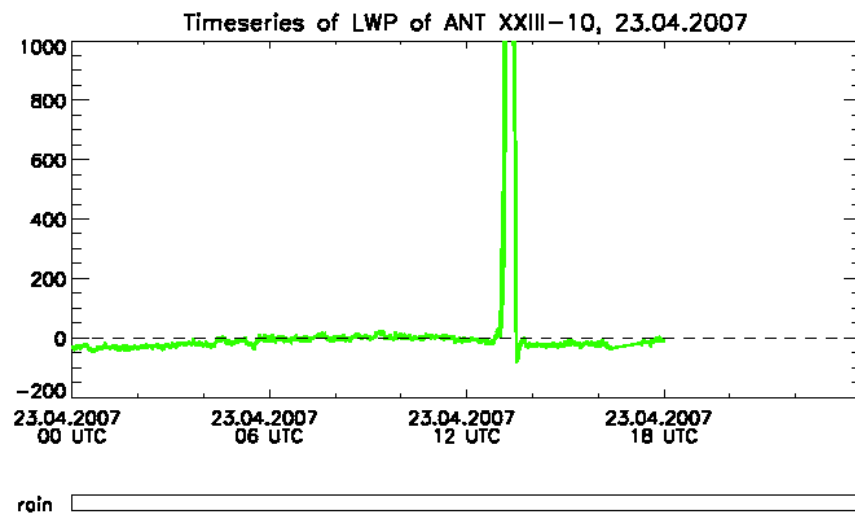


Abbildung 4.2: Zeitserie des LWP vom 23.04.2007 gemessen während ANT XXIII/10

4.1.3 Erstellung neuer Algorithmen für Seeklima

Das HATPRO ist mit einem Algorithmus ausgerüstet worden, der für einen Betrieb an Land erstellt worden ist, für den oftmals maritim beeinflussten Standort Cabauw in den Niederlanden. Für einen Betrieb auf dem Schiff müssen neue Algorithmen erstellt wer-



Abbildung 4.3: Wolkenkamerabild am 23.04.2007 um 12:28

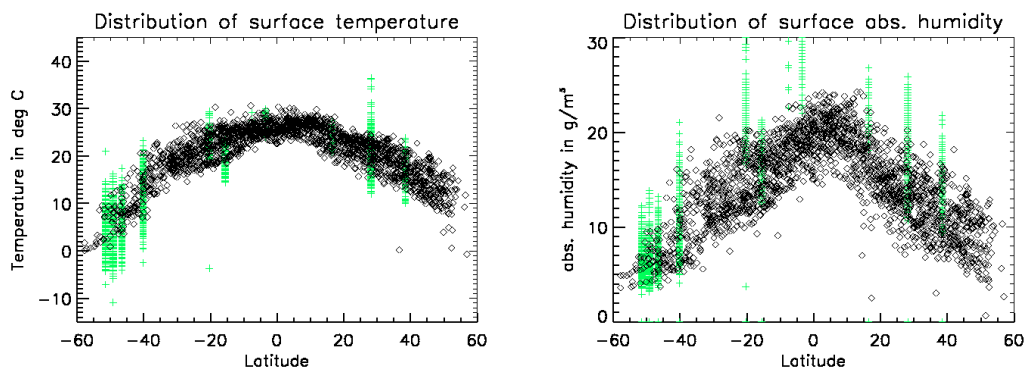


Abbildung 4.4: Verteilung der Temperatur (links) und der absoluten Feuchte (rechts) in Oberflächennähe, berechnet aus Radiosondendaten von Polarstern (schwarze Rauten) und ausgewählten Inseln (grüne Pluszeichen)

den, da die Eigenschaften der Atmosphäre über dem Ozean von denen über Land unterscheidet. Auf Grund der großen Wärmekapazität des Ozeans und der starken Durchmischung in der oberen Schicht treten für die atmosphärischen Temperaturen nur kleine Änderungen über das Jahr gesehen auf im Gegensatz zum Land. Das Land heizt sich in der jeweiligen Sommerhemisphäre stärker auf und kühlt dann in der jeweiligen Winterhemisphäre stärker ab [Peixoto und Oort (1992)]. Auch sind Niederschlag und Verdunstung über dem Ozean größer als über Land, allerdings mit Ausnahmen, woraus resultiert, dass über dem Ozean mehr Bewölkung vorhanden ist [Peixoto und Oort (1992)]. Des Weiteren ist ein Radiosondenaufstieg vertikal höher aufgelöst als das Radiometer-

Comparison of KNMI-retrieval with radiosonde

Position at Lat -10.23 deg, Lon -1.970 deg, date: 16.11.2007 11UTC

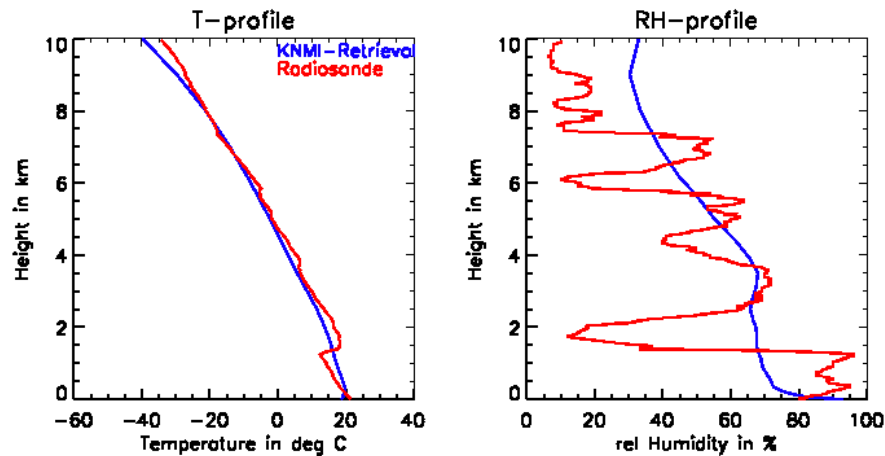


Abbildung 4.5: Vergleich der Temperatur- (links) und Feuchteprofile (rechts) des alten Retrieval mit einem Radiosondenaufstieg

profil. Abbildung 4.5 zeigt einen Vergleich von Profilen des Radiometers (blau) für Temperatur und relative Feuchte mit dem Profil eines Radiosondenaufstieges (rot). Diese Abbildung zeigt den Nachteil des alten Algorithmus', der zum Beispiel im Temperaturprofil die Inversion nicht mit auflöst. Daher wird im Rahmen der Erstellung neuer Algorithmen eine höhere vertikale Auflösung gewählt, um solche kleinskaligen Prozesse auflösen zu können. Allerdings sei hier erwähnt, dass Radiosondenaufstiege auf Grund der Verdriftung durch Wind keine ortsfesten Vertikalprofile liefern.

4.2 Beschreibung der Radiosondendaten

Für die Strahlungstransportrechnung zur Erstellung der neuen Fernerkundungsalgorithmen werden Radiosondendaten in einem zeitlichen Umfang von 25 Jahren verwendet, die während der Überfahrten von der Nord- in die Südhemisphäre und umgekehrt von Bord der FS Polarstern gestartet wurden. Der Bereich erstreckt sich dabei in etwa von 60°N bis 60°S. Um für die durch FS Polarstern spärlich abgedeckten Regionen statistisch fundierte Aussagen treffen zu können, wurden zusätzliche Radiosondenaufstiege von Inseln im Atlantik verwendet. Da die Region des Südatlantiks weder durch FS Polarstern häufig frequentiert wurde, noch dort genügend Inseln vorhanden sind, wurden des Weiteren die Aufstiege der Stationen Kerguelen und Marion Island im Indischen Ozean verwendet. Abbildung 4.6 zeigt die verwendeten Inselstationen durch grüne Pluszeichen. In Rot ist der während ANT XXIII/10 gefahrene Kurs dargestellt.

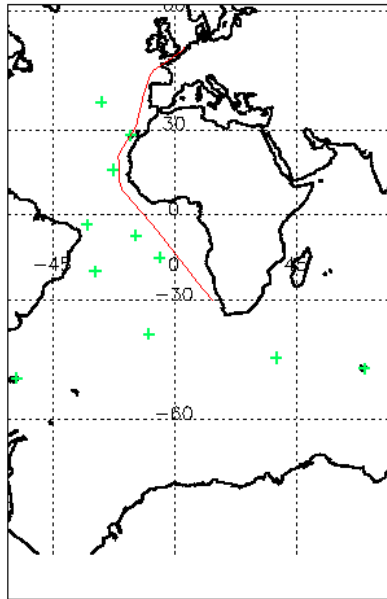


Abbildung 4.6: Verteilung der zusätzlichen Inselstationen im Atlantik sowie zwei im Indischen Ozean

4.3 Einteilung in Breitenklassen

Die Einteilung der Breitenklassen für die Gültigkeit der Fernerkundungsalgorithmen geschieht mit Hilfe der Radiosondendaten, die in Abschnitt 4.2 beschrieben worden sind. Die Unterteilung für die Temperaturalgorithmen erfolgt unabhängig von der Einteilung für die Feuchte-, den LWP- und den IWV-Algorithmen, da der Temperaturprofilierung ein anderer Frequenzbereich zu Grunde liegt.

4.3.1 Einteilung für die Temperaturprofilierung

Die Einteilung für unterschiedliche Temperaturalgorithmen geschieht über die Höhe der Tropopause. Die Tropopause ist die Region in der mittleren Atmosphäre, in der ein Temperaturminimum erreicht wird. Die Höhe der Tropopause ist meridional nicht konstant, sondern nimmt zu den Polen hin ab. Um die Höhe zu berechnen, wird zunächst im Radiosondenaufstieg das Temperaturminimum gesucht. Damit gewährleistet ist, dass es sich bei dem gefundenen Minimum nicht um eine Inversion handelt, müssen folgende Bedingungen erfüllt sein. Die Höhe der Radiosonde muss mehr als fünf Kilometer betragen und die Temperaturdifferenz des Minimums zu dem nächsten oberhalb und unterhalb liegenden Messpunkt der Radiosonde muss kleiner als zwei Kelvin sein. Anhand dieser Bedingungen lässt sich die Tropopausenhöhe aus Radiosondendaten über das Temperaturminimum bestimmen. Angewendet auf die Radiosondendaten ergibt sich die in Abbildung 4.7 links gezeigte meridionale Verteilung der Tropopausenhöhe. Zusätzliche Radiosondenaufstiege von Stationen auf Inseln sind durch grüne Pluszeichen

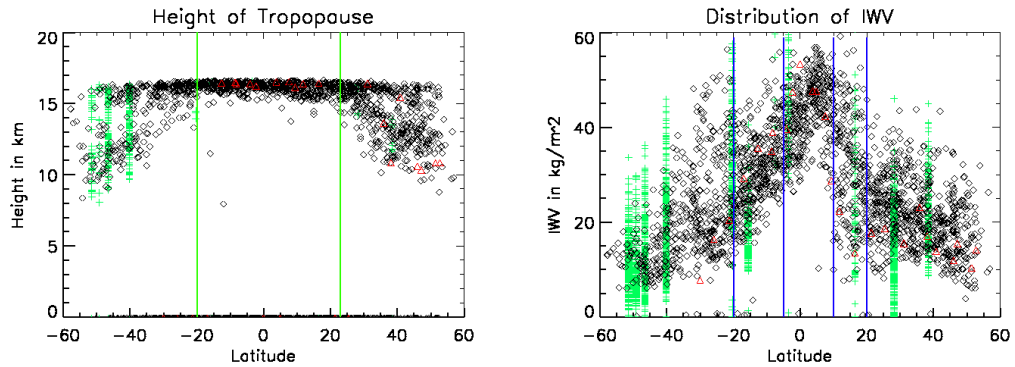


Abbildung 4.7: Höhe der Tropopause (links) und Gesamtwasserdampfgehalt einer atmosphärischen Säule (rechts), beides berechnet aus Radiosondendaten (schwarze Rauten und rote Dreiecke stellen Aufstiege von Bord der FS Polarstern dar und grüne Pluszeichen stehen für Aufstiege von Inselstationen), grüne und blaue senkrechte Linien kennzeichnen die Begrenzung der Gültigkeitsbereiche

dargestellt. Der Grund für die Verwendung von zusätzlichen Aufstiegen ist in Kapitel 4.2 erläutert worden. Die Radiosondenaufstiege, die während der Fahrt ANT XXIII/10 durchgeführt worden sind, sind als rote Dreiecke dargestellt. Die grünen senkrechten Linien in Abbildung 4.7 links sind die Grenzen für die unterschiedlichen Algorithmen.

Aus der Verteilung der Tropopausenhöhe in Abbildung 4.7 links ergeben sich drei unterschiedliche Bereiche: Von 20°S bis 23°N die Tropen und Subtropen mit einer großen Tropopausenhöhe und geringer saisonaler Variabilität und von 60°S bis 20°S bzw. von 23°N bis 60°N mit einer jahreszeitlich bedingten Variabilität in der Höhe der Tropopause. Für diese drei Regionen werden für die Temperatur unterschiedliche Algorithmen erstellt. Die Begrenzung der Regionen ist durch die vertikalen grünen Linien gegeben. Für die Tropen und Subtropen, die Region von 20°S bis 23°N, werden zusätzliche Algorithmen mit einem verringerten Beobachtungswinkel von 70° erstellt, um einem Einfluss direkter Sonne vorzubeugen.

4.3.2 Einteilung für die feuchteabhängigen Größen

Die Einteilung in die unterschiedlichen Regionen für die Feuchte-, LWP- und IWV-Algorithmen wird hier anhand der meridionalen Verteilung des integrierten Wasserdampfes vorgenommen. Allerdings ist in den nördlichen und südlichen mittleren Breiten eine weite Streuung der Werte zu erkennen, was sich durch die Saisonalität aber auch durch unterschiedliche Wettersysteme begründen lässt. Dass die Verteilung des Wasserdampfgehaltes der Verteilung der absoluten Feuchte ähnelt, liegt daran, dass der IWV als das vertikale Integral der absoluten Feuchte berechnet wird:

$$\text{IWV} = \int_{p_0}^p \frac{q}{g} dp \quad (4.3)$$

mit der Schwerebeschleunigung $g = 9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$. Aus der meridionalen Verteilung des IWV

in Abbildung 4.7 rechts lassen sich insgesamt fünf Regionen einteilen, die durch die vertikalen blauen Linien voneinander getrennt sind. Unterschieden werden hier die südlichen und nördlichen mittleren Breiten von 60°S bis 20°S bzw. 20°N bis 60°N mit einer großen Variabilität des IWV bedingt durch die Jahreszeiten und unterschiedlichen Wetterbedingungen. Des Weiteren bilden die südlichen und nördlichen Subtropen jeweils eine Algorithmen-Klasse in den Bereichen von 20°S bis 5°S bzw. von 10°N bis 20°N. Diese werden durch ansteigende Werte des IWV identifiziert. Die fünfte Region repräsentiert die Tropen von 5°S bis 10°N mit maximalen Werten des IWV, bedingt durch die hohen Temperaturen und damit der Möglichkeit eines Luftpaketes mehr Wasserdampf aufnehmen zu können.

4.4 Beschreibung der Fernerkundungsmethode

In diesem Abschnitt wird der Ablauf zur Erstellung eines neuen Algorithmus' erklärt. Dazu werden zunächst die Radiosondendaten für die folgende Strahlungstransportrechnung vorbereitet. Mit den Strahlungstemperaturen, die in der Strahlungstransportrechnung simuliert werden, werden dann die Koeffizienten für den neuen Algorithmus erstellt.

4.4.1 Vorbereitung der Daten

Die in Abschnitt 4.2 beschriebenen Daten werden einer Qualitätsprüfung unterzogen. Dabei wird überprüft, ob die Temperatur in K, der Druck in Pa und die Höhe größer als Null sind. In den Aufstiegen selber müssen die Informationen über Luftdruck, Temperatur, relative Feuchte und Höhe bis zu einer Höhe von mindestens zehn Kilometern vorhanden sein. Des Weiteren muss der Druck mit zunehmender Höhe abnehmen. Aufstiege, die diese Merkmale nicht erfüllen, werden aussortiert. Daraus ergeben sich ungefähr 4000 verwertbare Radiosondenaufstiege, die dann die Eingangsdaten für die in Abschnitt 4.4.2 folgende Strahlungstransportrechnung bilden.

Die Information über die absolute Feuchte ist im Radiosondenaufstieg nicht vorhanden und wird für jeden Messpunkt der Radiosonde berechnet:

$$q = \frac{\frac{rh}{100} \cdot 610.780 e^{\frac{17.08085t}{234.175+t}}}{R_w T} \quad (4.4)$$

Hier wird die absolute Feuchte q über den Sättigungsdampfdruck in Pa berechnet. Dabei ist rh die relative Feuchte, t die Temperatur in °C, T die Temperatur in K und $R_w = 462 \frac{J}{kgK}$ die Gaskonstante für Wasserdampf. Um den vorliegenden Datensatz von dem unregelmäßigen Radiosonden-Höhengitter auf das spätere Höhengitter des Radiometers umzurechnen, werden die Größen wie Temperatur und Feuchte dabei linear interpoliert, wo hingegen der Druck exponentiell interpoliert wird.

Über eine Schwellwert-Methode werden dann Flüssigwasserwolken bestimmt. Für die Temperatur wird ein Schwellwert von $T = 253.15K$ und für die relative Feuchte ein Schwellwert von $rh = 95\%$ verwendet [Löhnert und Crewell (2003)]. Die Schwellwerte

variieren in der Literatur. Anhand dieser Schwellwerte, angewendet auf das Höhengitter, werden dann Flüssigwasserwolken bestimmt. Eine Wolkenschicht ergibt sich, wenn diese Schwellwerte überschritten werden. Auf den so berechneten Wolkenschichten werden dann Temperatur, Feuchte, Höhe, Druck und der nach [Karstens et al. (1994)] modifizierte adiabatische Flüssigwassergehalt LWC (*engl.: Liquid Water Content*) sowie das flüssige Wasser in einer Wolkensäule (LWP) berechnet. Der adiabatische Flüssigwassergehalt einer Wolkenschicht

$$\text{LWC}_{\text{ad}}(h) = \int_{z_0}^h \rho(z) \frac{c_p}{L} (\Gamma_d - \Gamma_s) dz \quad (4.5)$$

mit z_0 Höhe der Wolkenunterkante, ρ Dichte der Luft, c_p spezifische Wärmekapazität für Luft bei konstantem Druck, L latente Wärmeenergie und Γ_d und Γ_s trockenadiabatischer und feuchtadiabatischer Temperaturgradient wird aus dem Grund modifiziert, damit Verringerungen durch Entrainment von trockener Luft, durch Niederschlag und Gefrieren mit berücksichtigt werden. Die Modifikation erfolgt folgendermaßen:

$$\text{LWC}_{\text{mod}} = \text{LWC}_{\text{ad}}(1.239 - 0.145 \ln \Delta h). \quad (4.6)$$

Hier steht das Δh für die Höhe über der Wolkenunterkante in m. Die Einheit des LWC_{mod} ist kg/m^3 . Integriert man nun den Flüssigwassergehalt vertikal über einer Grundfläche, so erhält man den Flüssigwasserpfad (LWP), also das gesamte in einer Wolkensäule vorhandene flüssige Wasser:

$$\text{LWP} = \int_{z_0}^h \text{LWC}_{\text{mod}} dz. \quad (4.7)$$

Ebenfalls wird der Gesamtwasserdampfgehalt aus den Radiosondendaten als das vertikale Integral der absoluten Feuchte über den Druck berechnet.

Dieser Datensatz bildet dann den Eingangsdatensatz für das Strahlungstransportmodell.

4.4.2 Beschreibung des Strahlungstransportmodells

Die hier verwendete Strahlungstransportrechnung ist an das Strahlungstransportmodell MWMOD nach [Simmer (1994)] angelehnt. Zunächst werden die Absorptionskoeffizienten aus Gasabsorptionsmodellen berechnet, welche dann die Eingangsparameter für die Berechnung der optischen Dicke bilden. Anhand der optischen Dicke wird die Strahlungstransportrechnung durchgeführt, woraus dann die Strahlungstemperaturen über das Planck'sche Gesetz resultieren. Die Beschreibung der einzelnen Schritte erfolgt hier in umgekehrter Reihenfolge, beginnend mit der Strahlungstemperatur und endet dann mit der Berechnung der Absorptionskoeffizienten aus den Gasabsorptionsmodellen.

Berechnung der Strahlungstemperatur

Die Strahlungstemperatur ist die Größe, die das Mikrowellenradiometer misst. Diese wird mit Hilfe der folgenden Strahlungstransportrechnung aus den Radiosondendaten

simuliert und fließt dann in die Regressionsrechnung (siehe Kapitel 4.4.3) ein. Die Berechnung erfolgt über das Planck'sche Strahlungsgesetz,

$$L_{\nu}^* = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(\frac{h\nu}{k_B T_B}) - 1}. \quad (4.8)$$

Mit der Planck'schen Konstante h , der Boltzmannkonstante k_B , der Lichtgeschwindigkeit c , der Wellenlänge λ und der Temperatur T_B ergibt sich die spektrale Strahldichte L_{ν}^* in $[\frac{W}{m^2 Hz sr}]$. Auflösen der Gleichung (4.8) nach T_B liefert die Strahlungstemperatur

$$T_B = \frac{h\nu}{k_B \ln[\frac{2h\nu}{\lambda^2} \frac{1}{L_{\nu}^*} + 1]} \quad (4.9)$$

mit $c = \nu\lambda$.

Die spektrale Strahldichte L_{ν}^* besteht aus drei Teilen, die sich aus der Strahlungstransportgleichung

$$L(\tau_1, \mu) = L(0, \mu) e^{-\frac{\tau_1}{|\mu|}} + \int_0^{\tau_1} L(\tau', \mu) e^{-\frac{\tau_1 - \tau'}{|\mu|}} \frac{d\tau'}{|\mu|} \quad (4.10)$$

ergeben:

1. Der zum Teil entlang der Weglänge absorbierten kosmischen Hintergrundstrahlung, L_1 ,
2. Der abwärts gerichteten Strahldichte an der Oberseite einer Modellschicht, verringert durch Absorption durch die folgende Schicht, L_2 ,
3. Der Änderung der Strahldichte mit der optischen Dicke in einer Schicht, abgeschwächt durch Absorption, L_3 .

L_1 entspricht dem ersten Term auf der rechten Seite aus Gleichung (4.10) und der zweite Term setzt sich aus L_2 und L_3 zusammen. Der Strahlengang der abwärts gerichteten Strahlung ist in Abbildung 4.8 dargestellt.

L_{ν}^* entspricht $L(\tau_1, \mu < 0)$ und $L(0, \mu < 0)$. L_1 in Abbildung 4.8. $L(\tau, \mu < 0)$ setzt sich zusammen aus L_2 und L_3 .

Die einzelnen Terme $L_{1,2,3}$ berechnen sich dabei wie folgt:

$$L_1 = \frac{2h\nu}{\lambda^2} \frac{1}{\exp(\frac{h\nu}{k_B T_{cos}})} \cdot e^{-\frac{\Delta\tau}{\mu}}, \quad (4.11)$$

wobei die Größen h , ν , λ , k_B wie oben definiert sind. $T_{cos} = 2.73K$ stellt die kosmische Hintergrundstrahlung dar, $\mu = \cos\Theta$ den Kosinus des Zenitwinkels, der in diesem Fall $\Theta = 90^\circ - \text{elev}$ ist, wobei elev der Elevationswinkel oder Beobachtungswinkel des HAT-PROs ist. Des Weiteren ist $\Delta\tau$ die Differenz der optischen Dicke zwischen Ober- und Unterseite einer Modellschicht.

$$L_2 = \frac{2h\nu}{\lambda^2} \frac{1}{\exp(\frac{h\nu}{k_B T}) - 1} \cdot (1 - e^{-\frac{\Delta\tau}{\mu}}). \quad (4.12)$$

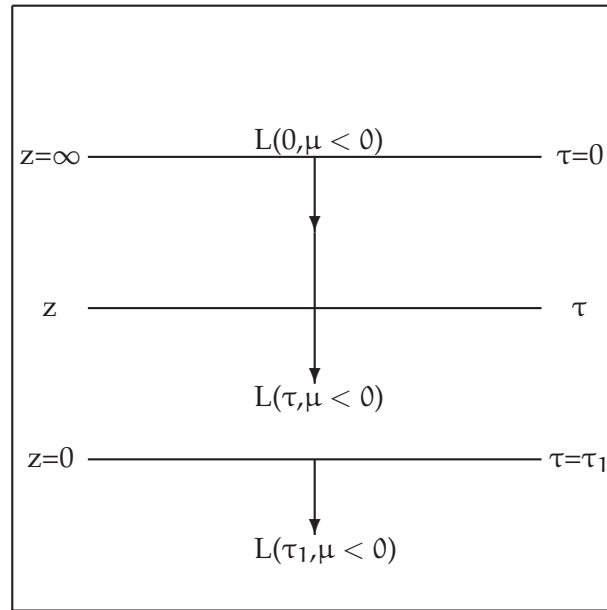


Abbildung 4.8: Strahlengang abwärts gerichteter Strahlung durch die Atmosphäre

L_2 ist die abwärtsgerichtete Strahldichte am jeweiligen oberen Rand einer Schicht, die aus den Radiosondendaten über die Temperatur T berechnet wird, und durch die Absorption in der folgenden Schicht abgeschwächt wird.

$$L_3 = \frac{L_{2_{k-1}} - L_{2_k}}{\Delta\tau} \cdot (\Delta\tau - \mu + \mu e^{-\frac{\Delta\tau}{\mu}}). \quad (4.13)$$

L_3 beschreibt eine lineare Änderung der Strahldichte mit der optischen Dicke innerhalb einer Schicht, wobei der Index k ausdrückt, dass es sich hierbei um die Differenz zwischen der unteren Begrenzung und der oberen Begrenzung der Schicht handelt. Auch diese Strahldichte ist wieder durch Absorption verringert. Die numerische Umsetzung von Gleichung (4.10) liefert L_v^* als Summe der Gleichungen (4.11) bis (4.13). Diese Summe wird des Weiteren über das Höhengitter abwärts summiert, wobei der Summand durch Absorption der folgenden Modellschicht abgeschwächt wird:

$$L_v^* = \sum_{i=0}^N (L_1 + L_2(i-1) + L_3(i-1)) e^{-\frac{\Delta\tau(i)}{\mu}}. \quad (4.14)$$

N ist hierbei die Anzahl der Höhenlevel und $\Delta\tau(i=0) = 0$. Diese Strahlungstransportrechnung wird für alle HATPRO-Frequenzen und alle gewünschten Beobachtungswinkel ausgeführt. Dabei werden Senken- und Quellterme der Streuprozesse (Gleichung (2.7)) vernachlässigt.

Berechnung der optischen Dicke

Die optische Dicke (τ) ist ein Maß für die Trübung der Atmosphäre. Sie hängt davon ab, wieviel Strahlung auf dem Weg durch die Atmosphäre absorbiert und/oder gestreut wird. Die Streuung ist allerdings in diesem verwendeten Modell vernachlässigt worden. Die optische Dicke ist dann das vertikale Integral über die Summe der Absorptionskoeffizienten der unterschiedlichen Partikel in der Atmosphäre. Die Absorptionskoeffizienten werden anhand von Gasabsorptionsmodellen, wie in den folgenden beiden Abschnitten gezeigt wird, berechnet. Dazu ist es wichtig einen Überblick über die Zusammensetzung der Atmosphäre zu haben, um für die entsprechenden Gase den Gesamtabsorptionskoeffizienten berechnen.

Gas	Symbol	Anteil in %
Stickstoff	N ₂	78.084
Sauerstoff	O ₂	20.9476
Argon	Ar	0.934
Kohlendioxid	CO ₂	0.0314
Neon	Ne	0.001818
Helium	He	0.000524
Krypton	Kr	0.000114
Xenon	Xe	0.0000087
Wasserstoff	H ₂	0.00005
Methan	CH ₄	0.0002
Stickoxid	N ₂ O	0.00005
troposphärisches Ozon	O ₃	0 – 0.000007 im Sommer 0 – 0.000002 im Winter

Tabelle 4.1: Zusammensetzung der trockenen Luft, nach [Ulaby et al. (1981)]

Tabelle 4.1 zeigt die Zusammensetzung der trockenen Atmosphäre an der Meeresoberfläche. Die Zusammensetzung ist nahezu konstant bis in eine Höhe von etwa 90km. Die Hauptbestandteile der Atmosphäre sind Stickstoff N₂, Sauerstoff O₂ und Wasserdampf H₂O. Die hier verwendeten Gasabsorptionsmodelle von [Liebe et al. (1993)] und [Rosenkranz (1998)] unterscheiden sich in dem Punkt, dass in [Liebe et al. (1993)] Stickstoff nicht explizit berücksichtigt wird. Zusätzlich zur Gasabsorption wird in beiden Arbeiten die Absorption an Wolkentröpfchen mit berücksichtigt.

Berechnung des Absorptionskoeffizienten von Flüssigwasser nach Liebe (1991)

Der Einfluss von Wolkentröpfchen muss berücksichtigt werden, da sie auf Grund ihrer dielektrischen Eigenschaften die Ausbreitung von elektromagnetischen Wellen in der Atmosphäre behindern. Die Berechnung des Absorptionskoeffizienten der Wolkentröpfchen erfolgt nach [Liebe et al. (1991)] und kann nicht ohne Annahmen über die Tröpfchengröße erfolgen. Dazu wird die Rayleigh-Approximation (Partikelgröße \ll Wellen-

länge) verwendet, wodurch der Absorptionsquerschnitt σ_a vereinfacht dargestellt werden kann:

$$\sigma_a = \frac{\lambda^2}{\pi} \chi^3 \text{Im}(-K). \quad (4.15)$$

Hierbei ist $\chi = \frac{2\pi r}{\lambda_b}$ der sso genannte Größenparameter mit dem Partikelradius r und λ_b der Wellenlänge des Hintergrundmediums, in diesem Fall Luft.

$$K = (\varepsilon_c - 1)/(\varepsilon_c + 2) \quad (4.16)$$

stellt die molare Polarisierung durch die *Debye-Gleichung* [Debye (1929)], welche die Permittivität mit der elektrischen Polarisierbarkeit und dem permanenten Dipolmoment verknüpft, dar, mit ε_c als komplexe relative Permittivität. Da Wolkentröpfchen meist nicht größer als $r = 50\mu\text{m}$ sind, ist die Rayleigh-Approximation für Wolkentröpfchen anwendbar. Durch die Proportionalität des Streukoeffizienten zu $\frac{1}{\lambda^4}$ geht dieser gegen Null. Daraus ergibt sich, dass der Extinktionskoeffizient einer Wolke ungefähr gleich dem Absorptionskoeffizienten ist. Dieser ist gleich der Summe der einzelnen Absorptionsquerschnitte σ_a über die Anzahl der Partikel pro Volumen. Mit χ ergibt sich für den Absorptionsquerschnitt aus Gleichung (4.15) eine vom Radius abhängige Form. Daraus folgt für den Volumenabsorptionskoeffizienten für eine Größenverteilung von Wolkentröpfchen nach [Ulaby et al. (1981)]:

$$\alpha_{\text{Cloud}} = \frac{8\pi^2}{\lambda} \text{Im}(-K) \sum_{i=1}^{N_v} r_i^3 \quad (4.17)$$

mit der Anzahl der Partikel pro Volumeneinheit N_v . Der Flüssigwassergehalt ($\text{LWC} = 10^6 \sum_{i=1}^{N_v} \frac{4\pi}{3} r_i^3$) in $\frac{\text{g}}{\text{m}^3}$ ist dabei gleich dem Volumenanteil, der mit Wassertröpfchen belegt ist, multipliziert mit der Dichte des Wassers ($= 10^6 \frac{\text{g}}{\text{m}^3}$). Setzt man nun den LWC in Gleichung (4.17) ein, so ergibt sich nach [Ulaby et al. (1981)] für den Absorptionskoeffizienten von Wolkentröpfchen in einem Volumen:

$$\alpha_{\text{Cloud}} = \frac{6\pi}{c} \nu \text{Im}(-K) \cdot 10^{-6} \text{LWC}. \quad (4.18)$$

Mit der Frequenz ν in GHz ergibt sich der Absorptionskoeffizient in der Einheit $\frac{\text{Np}}{\text{km}}$. Dieser Koeffizient geht sowohl in die Arbeit von Rosenkranz [Rosenkranz (1998)] als auch von Liebe [Liebe et al. (1993)] ein. Anhand von Experimenten, die in [Liebe et al. (1991)] durchgeführt worden sind, hat sich herausgestellt, dass sich ein *Doppel-Debye Modell* [Liebe et al. (1989)] am besten eignet, um die Permittivität $\varepsilon(\nu, T)$ von Wolkentröpfchen zu berechnen:

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_1}{1 + i \frac{\nu}{\text{FS}}} + \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{1 + i \frac{\nu}{\text{FS}}} + \varepsilon_2. \quad (4.19)$$

Hierbei ist $\varepsilon_0 = 77.66 - 103.0 \cdot (1 - \theta)$ die statische Dielektrizitätskonstante mit $\theta = \frac{300}{T}$, $\varepsilon_1 = 0.0671 \cdot \varepsilon_0$ die erste hochfrequente Dielektrizitätskonstante und $\varepsilon_2 = 3.52$ die zweite.

Des Weiteren sind $FP = 20.1 \cdot \exp(7.88(1 - \theta)) = \gamma_D$ die primäre Relaxationsfrequenz, hier mit einer exponentiellen Temperaturabhängigkeit aufgrund der Wasserstoffbrückenbindungskräfte zwischen den H_2O -Molekülen, und $FS = 39.8 \cdot FP$ die sekundäre. Diese Permittivität geht dann über die Debye-Gleichung (Gleichung (4.16)) in Gleichung (4.15) ein.

Berechnung des Absorptionskoeffizienten für Wasserdampf, Sauerstoff und Stickstoff nach Rosenkranz 1998

Der Absorptionskoeffizient für Wasserdampf setzt sich aus zwei Komponenten zusammen, dem Absorptionskoeffizienten für die diskreten Linien und dem Absorptionskoeffizienten für das Kontinuum. Die Absorption durch ein Kontinuum wurde vermutet, da die für die diskreten Linien berechnete Absorption niedriger war als die beobachtete [Becker und Autler (1946), Manabe et al. (1989), Frenkel und D.Woods (1966), Liebe (1984), Liebe (1985), Liebe (1987)]. Der zusätzliche Kontinuum-Term besteht aus einem fremdverbreiterten Term nach dem (MPM87) (*engl.: Millimeter-wave Propagation Model*) nach [Liebe (1987)] und einem selbstverbreiterten Term nach (MPM93) nach [Liebe et al. (1993)]. Der fremdverbreiterte Teil des Kontinuums beschreibt die Wechselwirkungen zwischen einem Wassermolekül und einem Molekül eines anderen Gases. Diese Wechselwirkung wird durch das Produkt der Partialdrücke von Wasserdampf und dem bestimmten Gas dargestellt. Der selbstverbreiterte Term hingegen stellt die Wechselwirkung zwischen zwei Wassermolekülen dar, daher das Quadrat des Partialdruckes von Wasserdampf. Er ist sehr viel stärker von der Temperatur abhängig als der fremdverbreiterte Teil. Der Absorptionskoeffizient für das Kontinuum ergibt sich nach [Rosenkranz (1998)] zu:

$$\alpha_c = (C_f P_{\text{dry}} P_{H_2O} \theta^3 + C_s P_{H_2O}^2 \theta^{7.5}) \nu^2, \quad (4.20)$$

wo $C_f = 5.43 \cdot 10^{-10} \frac{\text{dB}}{\text{km}} \frac{1}{(\text{hPa} \times \text{GHz})^2}$, $C_s = 1.8 \cdot 10^{-8} \frac{\text{dB}}{\text{km}} \frac{1}{(\text{hPa} \times \text{GHz})^2}$, $\theta = 300K/T$ sind. P_{dry} und P_{H_2O} stehen für die Partialdrücke von trockener Luft und Wasserdampf.

Die Absorption an den Linien erhält man über die sso genannte van Vleck-Weisskopf-Formfunktion [van Vleck und Weisskopf (1945)] mit der Linienintensität S

$$S = S_1 \theta^{2.5} e^{B_2(1-\theta)} \quad (4.21)$$

mit dem Koeffizienten der Linienintensitäten bei $T = 300K$ S_1 , dem Koeffizienten für die Temperaturabhängigkeit der Linienintensitäten B_2 und der Halbwertsbreite

$$\gamma_c = W_3 P_{\text{dry}} \theta^x + W_s P_{H_2O} \theta^{x_s} \quad (4.22)$$

nach [Rosenkranz (1998)]. Hier steht der erste Term für die Fremdverbreiterung, mit W_3 als Parameter der Linienbreite, die durch Wechselwirkungen mit anderen Gasmolekülen bei einer Temperatur von 300K verursacht wird. x ist ein Maß für die Temperaturabhängigkeit bei 300K. Der zweite Term steht für die Selbstverbreiterung, wo W_s der Parameter

der Selbstverbreiterung bei 300K und χ_s die Temperaturabhängigkeit der Selbstverbreiterung sind.

Die Summe der einzelnen Absorptionskoeffizienten, also der verbreiterten Linien und des Kontinuums, bilden den GesamtabSORPTIONSKOEFFIZIENTEN für Wasserdampf:

$$\alpha_{\text{H}_2\text{O}} = \alpha_c + \alpha_l. \quad (4.23)$$

Um den Absorptionskoeffizienten für Stickstoff zu erhalten, wird die durch Kollision verbreiterten Absorptionslinien betrachtet. Die Absorption berechnet sich nach [Ho et al. (1966) und Dagg et al. (1975)] zu:

$$\alpha_{\text{N}_2} = 6.4 \cdot 10^{-14} P_{\text{dry}}^2 \nu^2 \theta^{3.55}. \quad (4.24)$$

Hier ist P_{dry} wieder der Partialdruck trockener Luft. Es werden nur die Gase mit den größten Anteilen berücksichtigt.

Sauerstoff hat keinen permanenten elektrischen Dipol, wechselwirkt aber mit einer elektromagnetischen Welle auf Grund seines magnetischen Dipols. Der magnetische Dipol wechselwirkt ebenfalls mit dem Magnetfeld der Erde. Dieser Effekt ist bekannt als *Zeeman-Effekt*. Dieser gewinnt aber erst in größeren Höhen ab ca. 30km an Einfluss und trägt somit nicht zum Absorptionskoeffizienten bei, wenn der untere Teil der Atmosphäre untersucht wird. Hier prägen bei troposphärischen Drücken die Überlappungen der Sauerstoff-Linien bei 50GHz bis 70GHz durch Kollision mit anderen Molekülen die Form des Absorptionsbandes. Damit ergibt sich der Absorptionskoeffizient nach [Rosenkranz (1993)] zu:

$$\alpha_{\text{O}_2} = \frac{n}{\pi} \sum_{j \geq 0} S_j(T) \left(\frac{\nu}{\nu_j} \right)^2 \left[\frac{R_{jj} + (\nu - \nu_j) Y_j}{(\nu - \nu_j)^2 + R_{jj}^2} + \frac{R_{jj} - (\nu + \nu_j) Y_j}{(\nu + \nu_j)^2 + R_{jj}^2} \right]. \quad (4.25)$$

In dieser Gleichung steht n für die Stoffmenge, Y_j für die Überlappung der Linien, wobei j hier der Index für die Frequenz ist, an der der Übergang stattfindet. R_{jj} ist die Halbwertsbreite. Die Überlappung berechnet sich nach [Liebe et al. (1992)]:

$$Y_j = 10^{-3} \cdot p \theta^{0.8} (Y_{300} + V(\theta - 1)) \quad (4.26)$$

mit dem Luftdruck p und $\theta = \frac{300}{T}$. Y_{300} und V sind Mischungsparameter.

Der GesamtabSORPTIONSKOEFFIZIENT α_{R98} ergibt sich also als Summe der einzelnen Absorptionskoeffizienten:

$$\alpha_{\text{R98}} = \alpha_{\text{H}_2\text{O}} + \alpha_{\text{N}_2} + \alpha_{\text{O}_2} + \alpha_{\text{cloud}}, \quad (4.27)$$

der schließlich in die Berechnung der optischen Dicke eingeht.

Berechnung des Absorptionskoeffizienten für Wasserdampf und Sauerstoff nach Liebe (1993)

Für den Absorptionskoeffizienten für Wasserdampf sind Temperatur und relative Feuchte die entscheidenden Parameter, die sich im Dampfdruck widerspiegeln und die individuelle Linienintensität S beeinflussen. Diese berechnet sich nach [Liebe et al. (1993)] zu:

$$S_l = b_1 \theta^{3.5} e^{b_2(1-\theta)}, \quad (4.28)$$

wobei b_1 und b_2 Koeffizienten für die Linienintensität sind. Die Form-Funktion ist eine durch [Rosenkranz (1975)] modifizierte van Vleck-Weisskopf Funktion, um Überlappungen der Linien zu berücksichtigen:

$$F(\nu) = \frac{\nu}{\nu_l} \left(\frac{1 - \delta_l}{\nu_l - \nu - i\gamma_l} - \frac{1 + i\delta_l}{\nu_l + \nu + i\gamma_l} \right). \quad (4.29)$$

δ_l steht hier für die Überlappung von Absorptionslinien. Allerdings werden diese Effekte hier vernachlässigt ($\delta_l = 0$), da die Absorption an den einzelnen Linien untersucht wird [Liebe et al. (1993)]. ν_l beschreibt die Resonanzfrequenzen der jeweiligen Absorptionslinien und γ_l bezeichnet die Linienbreiten der druckverbreiterten Wasserdampflinien:

$$\gamma_l = b_3 \cdot 10^{-3} (b_4 P_{H_2O} \theta^{b_6} + P_{dry} \theta^{b_5}) \quad (4.30)$$

mit den Koeffizienten der Linienbreite b_3 , b_4 , b_5 , b_6 nach [Liebe et al. (1993)] und P_{H_2O} bzw. P_{dry} dem Dampfdruck und dem Partialdruck für trockene Luft. Die Formfunktion (Gleichung (4.29)) wird mit der Linienintensität (Gleichung (4.28)) multipliziert. Das Produkt aus den HATPRO-Frequenzen und dem Imaginärteil des Produktes aus Formfunktion und Linienstärke liefert den Absorptionskoeffizienten für Wasserdampf nach [Liebe et al. (1993)]:

$$\alpha_{H_2O} = 0.182 \nu \cdot \text{Im}(S_l \cdot F(\nu)) \cdot \frac{1}{4.343} \cdot 10^{-4}. \quad (4.31)$$

Der Term $\frac{1}{4.343} \cdot 10^{-4}$ in Gleichung (4.31) ist die Umrechnung von der Hilfseinheit Nepers in Dezibel, jeweils pro Kilometer.

Der Absorptionkoeffizient für Sauerstoff setzt sich in diesem Absorptionsmodell aus einem Beitrag der Absorption an den einzelnen Linien sowie der Absorption an einem Kontinuum für trockene Luft zusammen. Für die Absorption an den einzelnen Linien erhält man die Linienintensität ähnlich wie die der Wasserdampflinien nach [Liebe et al. (1993)]:

$$S_k = a_1 P_{dry} \theta^3 e^{a_2(1-\theta)} \cdot 10^{-6}. \quad (4.32)$$

Die Faktoren a_1 und a_2 beschreiben dabei die Linienintensität und θ und P_{dry} sind wie oben bereits gegeben. Die Linienbreite γ_k für die Absorption an Sauerstoffmolekülen berechnet sich nach [Liebe et al. (1993)] zu

$$\gamma_k = a_3 \cdot 10^{-3} (P_{\text{dry}} \theta^{0.8-a_4} + 1.1 P_{\text{H}_2\text{O}} \theta). \quad (4.33)$$

Dabei sind a_3 und a_4 die Koeffizienten für die Linienbreite. Das Verhalten der Linienbreite in der Mesosphäre, wo das Magnetfeld an Einfluss gewinnt, kann durch

$$\gamma_h = (\gamma_k^2 + 625 B^2)^{0.5} \quad (4.34)$$

abgeschätzt werden [Liebe et al. (1993)]. Dabei ist B die magnetische Feldstärke in μT , welche abhängig von der Höhe und der geographischen Position ist. Des Weiteren wird für Sauerstoff die Überlappung der Linien (δ_k) mit berücksichtigt

$$\delta_k = (a_5 + a_6 \theta) p \theta^{0.8} \cdot 10^{-3} \quad (4.35)$$

mit a_5 und a_6 als Koeffizienten für die Überlappung [Liebe et al. (1993)], deren Einheit $\frac{10^3}{\text{mb}}$ ist. Die Formfunktion entspricht der aus Gleichung (4.29), der nach Rosenkranz modifizierten van Vleck-Weisskopf Funktion. Wird diese multipliziert mit der Linienintensität aus Gleichung (4.32) und der Imaginärteil gebildet, so ergibt sich wieder nach Gleichung (4.31) der Absorptionkoeffizient für die Sauerstofflinien.

Des Weiteren wird für die Absorptionsbande von Sauerstoff im Bereich von 50GHz bis 70GHz noch die Absorption am Kontinuum für trockene Luft berücksichtigt. Dazu wird der Brechungsindex betrachtet, der sich für das Kontinuum für Sauerstoff aus zwei Termen zusammensetzt, dem nichtresonanten Sauerstoffspektrum und kleinen Beiträgen durch Absorption an Stickstoff in einem Bereich von über 100GHz. Beide Beiträge berechnen sich nach [Liebe et al. (1993)]. Der Beitrag durch das nichtresonante Sauerstoffspektrum lässt sich durch die Linienintensität

$$S_0 = 6.14 \cdot 10^{-5} P_{\text{dry}} \theta^2 \quad (4.36)$$

und die Form

$$F_0 = -\frac{\gamma}{\gamma + i\gamma_0} \quad (4.37)$$

mit der Halbwertsbreite

$$\gamma_0 = 0.56 \cdot 10^{-3} p \theta^{0.8} \quad (4.38)$$

berechnen. Der zweite durch Stickstoff beeinflusste Beitrag setzt sich zusammen aus

$$S_n = 1.4 \cdot 10^{-12} P_{\text{dry}}^2 \theta^{3.5} \quad (4.39)$$

und

$$F_n'' \approx \frac{\gamma}{1.93 \cdot 10^{-5} \gamma^{1.5} + 1}. \quad (4.40)$$

Damit setzt sich der Brechungsindex für das Kontinuum zusammen zu

$$N_n = S_0 F_0(\nu) + i S_n F_n'' \quad (4.41)$$

Auch hier berechnet sich der Absorptionskoeffizient wieder nach Gleichung (4.31), indem der Imaginärteil von der Summe aus den Produkten von Formfunktion und Linienintensität für den Sauerstoff- und den durch Stickstoff beeinflussten Teil im Kontinuum eingesetzt wird. Damit ergibt sich der GesamtabSORPTIONSKOEFFIZIENT nach [Liebe et al. (1993)] zu

$$\alpha_{L93} = \alpha_{H_2O} + \alpha_{O_2} + \alpha_{cloud} \quad (4.42)$$

Die in den vorhergehenden Abschnitten berechneten Absorptionskoeffizienten α_{R98} und α_{L93} bilden die Eingangsdaten für die Berechnung der optischen Dicke τ , wie oben beschrieben, die wiederum für die Berechnung der Strahlungstemperaturen T_B benötigt wird. Die in der Strahlungstransportrechnung simulierten optischen Dicken und Strahlungstemperaturen werden zusammen mit den zugehörigen Beobachtungsdaten aus den Radiosondenaufstiegen gespeichert und dienen dann der weiteren Berechnung der Koeffizienten für die Algorithmen, die im folgenden Abschnitt beschrieben wird.

Die Abbildungen 4.9 bis 4.12 zeigen Beispiele wie sich die spektralen Strahlungstemperaturen mit der Menge von Flüssigwasser in der Atmosphäre ändern. In Abbildung 4.9 ändert zuerst die spektrale Strahlungstemperatur der Sauerstofflinie nicht, da diese eben unabhängig von der Absorption an Wasserdampf ist.

In Abbildung 4.10 sind Wolken mit einem Flüssigwassergehalt von $86.4 \frac{g}{m^2}$ (oben) und $319.6 \frac{g}{m^2}$ (unten) vorhanden. Hier nimmt die spektrale Strahlungstemperatur der Wasserdampflinie mit steigendem LWP zu und die der Sauerstofflinie bleibt nahezu konstant.

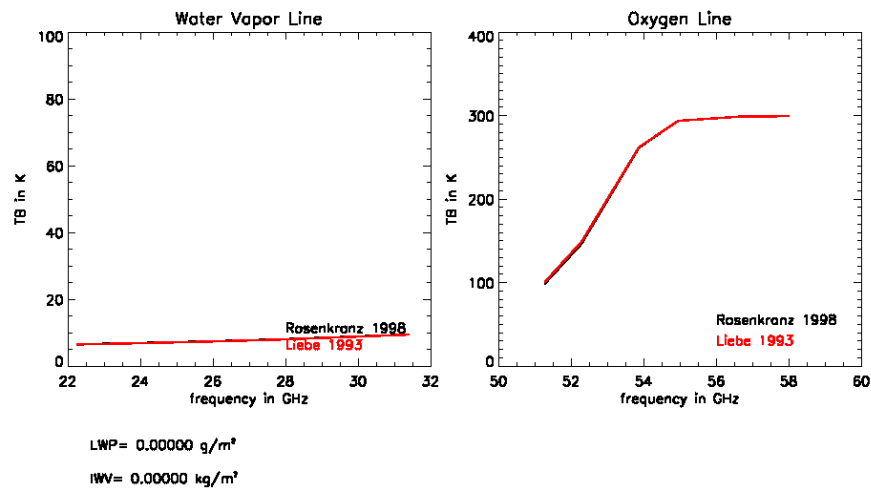
Mit zunehmendem Flüssigwasser in Abbildung 4.11 von $575.6 \frac{g}{m^2}$ (oben) und $707.2 \frac{g}{m^2}$ (unten) nimmt die Strahlungstemperatur an dem hochfrequenten Flügel der Wasserdampflinie stärker zu als im Zentrum. Das heißt, das sich im Fensterbereich für Wasserdampf nun stärker die Wolkentröpfchen erkennen lassen.

In Fällen sehr dicker Wolken bzw. der Möglichkeit von Niederschlag (Abbildung 4.12) nehmen die spektralen Strahlungstemperaturen der Wasserdampflinie stark zu und im Falle von Niederschlag bleibt auch die spektrale Strahlungstemperatur der Sauerstofflinie auf Grund der Abhängigkeit von der Partikelgröße nicht unbeeinflusst.

4.4.3 Beschreibung der Routine zur Erstellung der Fernerkundungsalgorithmen

Grundsätzlich existieren unterschiedliche Möglichkeiten Fernerkundungsalgorithmen zu erstellen, einerseits physikalische und andererseits statistische wie eingangs dieses

Comparison of Brightness Temperatures



Comparison of Brightness Temperatures

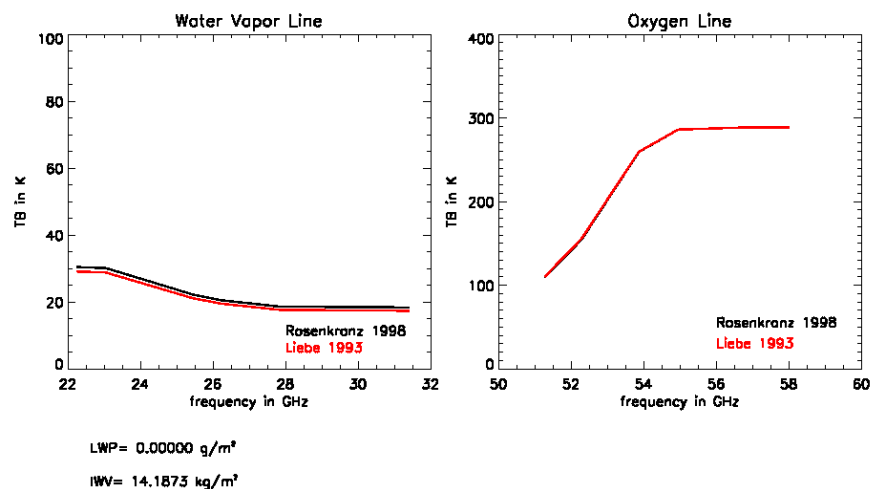
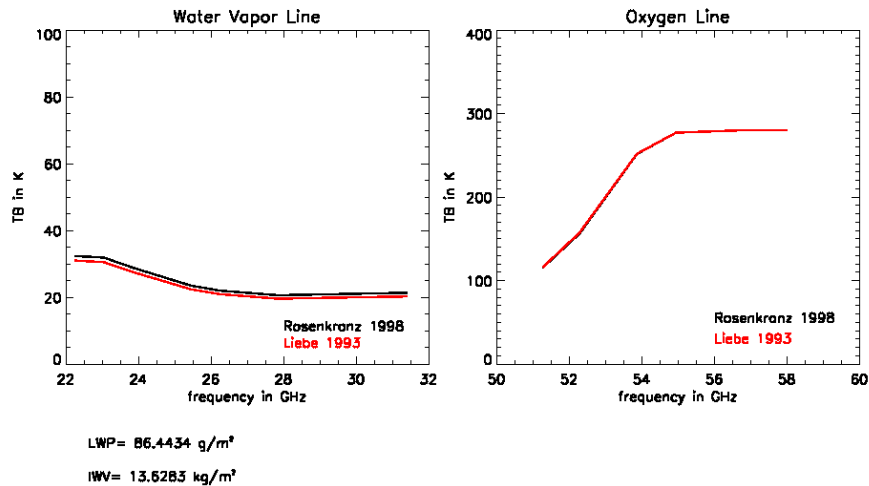


Abbildung 4.9: Spektrale Strahlungstemperaturen T_B der Wasserdampflinie (rechts) und der Sauerstofflinie (links) für eine trockene Atmosphäre (oben) und einen wolkenfreien Fall (unten)

Kapitels erwähnt worden ist. Im Rahmen dieser Diplomarbeit wird sich auf die Erstellung von Fernerkundungsalgorithmen mit statistischen Methoden beschränkt, welche sich weiter differenzieren lassen. Zum Einen kann ein neuronales Netz trainiert werden, oder es werden Regressionen angewendet. Die Verwendung von neuronalen Netzen bietet den Vorteil, dass zum Beispiel nicht-lineare Probleme wie Strahlungstransport in

Comparison of Brightness Temperatures



Comparison of Brightness Temperatures

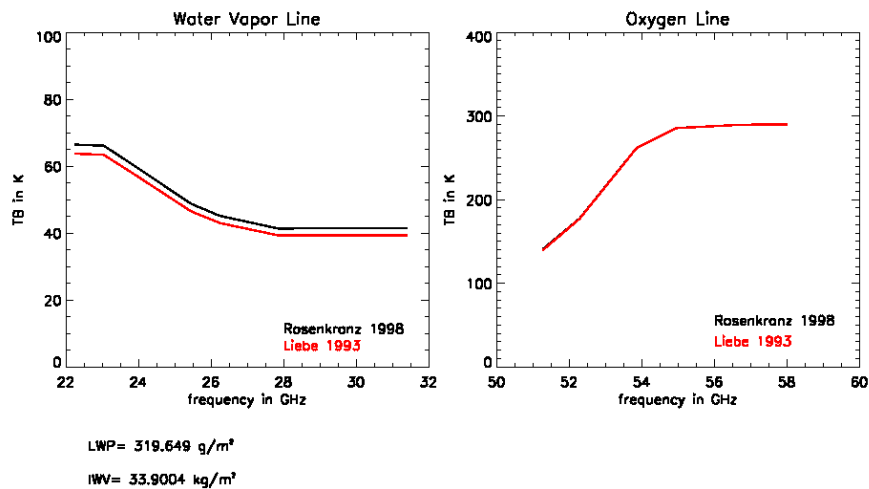
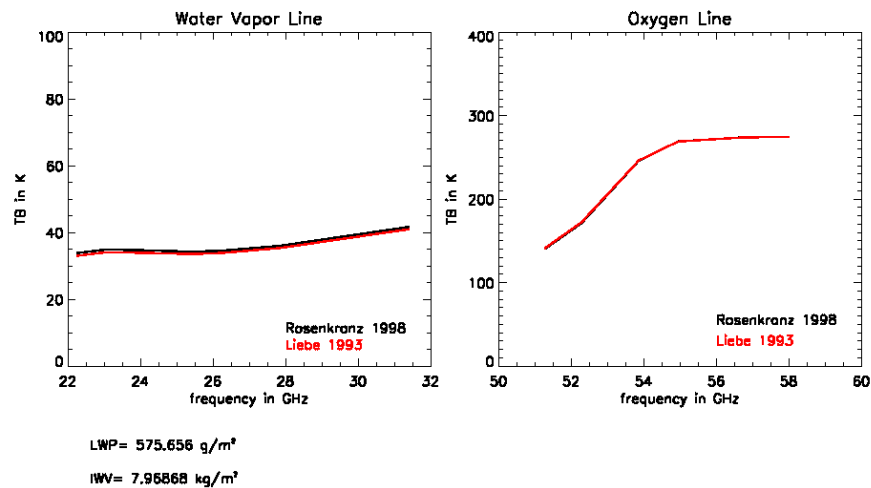


Abbildung 4.10: Spektrale Strahlungstemperaturen T_B der Wasserdampflinie (rechts) und der Sauerstofflinie (links) für eine dünne (oben) und eine etwas dickere Wolke (unten)

einer bewölkten Atmosphäre berücksichtigt werden können. Des Weiteren können aber auch leicht zusätzliche Eingangsparameter aus anderen Messungen mit berücksichtigt werden. Um ein neuronales Netz erfolgreich betreiben zu können, muss es trainiert sein. Das heißt, dass viele atmosphärische Zustände berücksichtigt werden müssen. Wird ein neuronales Netz auf einen atmosphärischen Zustand angewendet, der nicht in den

Comparison of Brightness Temperatures



Comparison of Brightness Temperatures

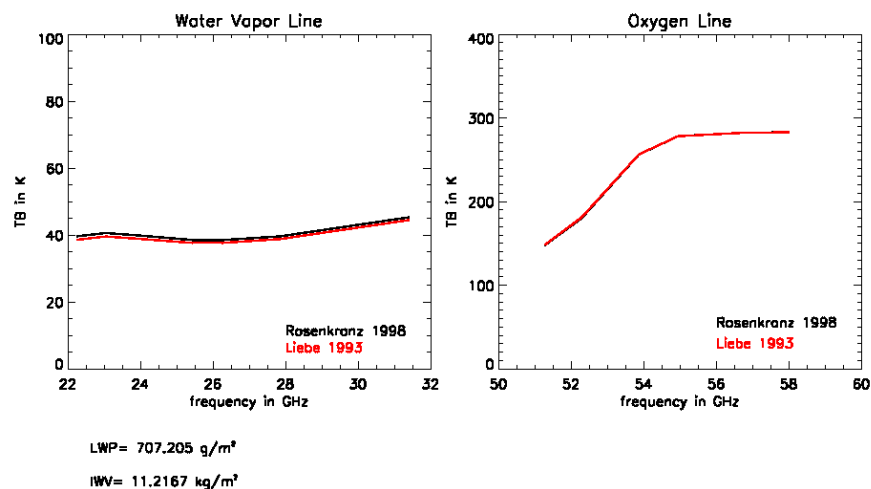
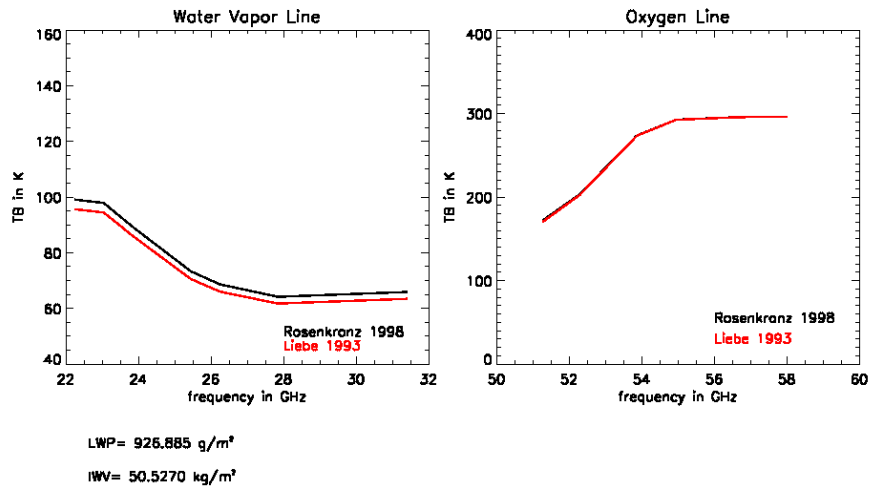


Abbildung 4.11: Spektrale Strahlungstemperaturen TB der Wasserdampflinie (rechts) und der Sauerstofflinie (links) für eine dickere Wolke (oben) und eine noch dickere Wolke (unten)

Trainingsdaten enthalten ist, kann es passieren, dass es nicht mehr kontrollierbar ist, was dann in unbrauchbaren Koeffizienten resultiert. Eine einfachere und durchaus gute Methode ist die Verwendung von Regressionen, die zwar ebenfalls zu Fehlern führen, die aber im Falle der Extrapolation nicht völlig unkontrollierbar sind. Es bietet sich die Verwendung quadratischer Regressionen an, mit denen Nicht-Linearitäten besser be-

Comparison of Brightness Temperatures



Comparison of Brightness Temperatures

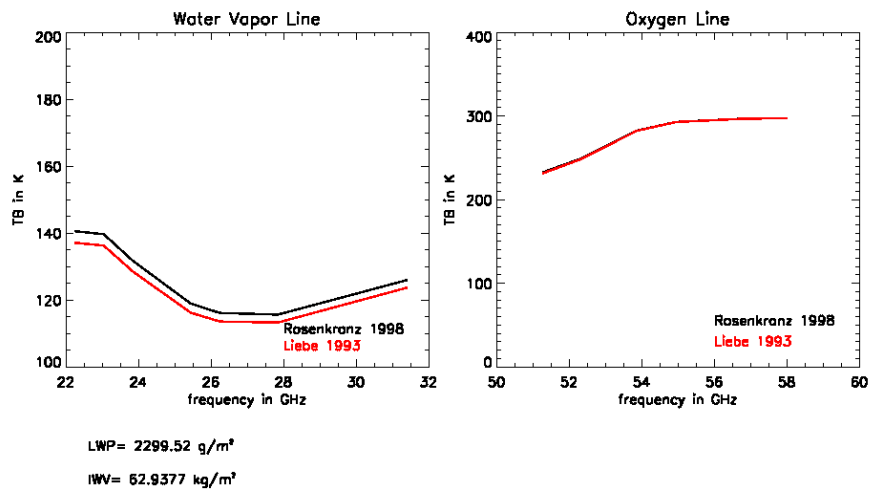


Abbildung 4.12: Spektrale Strahlungstemperaturen T_B der Wasserdampflinie (rechts) und der Sauerstofflinie (links) für eine sehr dicke Wolke mit Möglichkeit von Niederschlag (oben) und einen Fall von Niederschlag (unten)

rücksichtigt werden und trotzdem ähnlich robust sind wie lineare Regressionen. Das ist der Grund warum zur Regression von Atmosphäreneigenschaften und Strahlungstemperaturen oftmals quadratische Regressionen verwendet werden [Crewell et al. (????)]. Für die Regression werden je ein Satz Test- und Trainingsdaten definiert. Dabei ist dar-

auf zu achten, dass ungefähr gleichlange Zeitabschnitte eingeteilt werden. Hier sind sowohl in den Trainingsdaten als auch in den Testdaten drei aufeinander folgende Jahre festgelegt worden. Somit wird verhindert, dass der Einfluss unterschiedlicher Jahreszeiten in den Test- und Trainingsdaten unterschiedlich gewichtet wird.

Dann werden die simulierten Strahlungstemperaturen und optischen Dicken, die definierten Frequenzen und Beobachtungswinkel, sowie die aus den Radiosondenaufstiegen erhaltenen Temperaturen, absoluten Feuchten, Höhen, IWV, LWP und die Positionen geladen. Zur Berechnung der Strahlungstemperatur wird in dieser Diplomarbeit das Gasabsorptionsmodell nach [Rosenkranz (1998)] verwendet, in dem die Modelle MPM87 [Liebe (1987)] und MPM93 [Liebe et al. (1993)] kombiniert und verwendete Modellkoeffizienten an atmosphärische Bedingungen neu angepasst worden sind. Daraus ergibt sich eine Verbesserung für die IWV-Berechnung [Löhnert et al. (2004)] und die Überschätzung von geringen LWP (unter $100 \frac{\text{g}}{\text{m}^2}$) wird gegenüber der Verwendung des MPM87 [Liebe (1987)] verringert [Crewell und Löhnert (2003)]. Für die Berechnung der Temperatur ergeben sich in etwa gleiche Werte [Löhnert et al. (2004)].

Des Weiteren wird der gewünschte Beobachtungswinkel eingestellt, bzw. es wird hier auch festgelegt, ob der Algorithmus für eine Grenzschichtabtastung vorgesehen sein soll. Das hieße, dass hier eine Serie von Winkeln eingegeben wird. Für den Schiffsbetrieb sind Grenzschichtabtastungen jedoch unbrauchbar, da sich durch die Schiffsbewegung die Beobachtungsrichtung ändert und somit nicht mehr mit den modellierten Geometrien übereinstimmt. Daher werden im Rahmen dieser Diplomarbeit nur Algorithmen für den Zenit-Betrieb und für den Betrieb mit verringertem Beobachtungswinkel erstellt. Für die jeweiligen Algorithmen müssen dann die für die gewünschten atmosphärischen Parameter erforderlichen Frequenzen festgelegt werden. Die zugehörigen Frequenzen sind in Tabelle 3.1 dargestellt.

Im nächsten Schritt wird ein Rauschen auf die Strahlungstemperatur und auf die Temperatur-, absolute Feuchte-, und Luftdruck-Werte an der Oberfläche gelegt, um das radiometrische Rauschen zu berücksichtigen. In Tabelle 4.2 sind die verwendeten Werte aufgelistet.

Größe	Rauschen
T_B	0.5K
T_{surface}	0.5K
p_{surface}	100Pa
q_{surface}	$0.5 \cdot 10^{-3} \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$

Tabelle 4.2: Werte, um das radiometrische Rauschen zu berücksichtigen

Um Fälle, in denen die Möglichkeit von Niederschlag besteht, auszuschließen, werden für LWP und IWV Regressionsgrenzen festgelegt, da sich ab einem bestimmten LWP Regentropfen bilden und die Strahlungstemperaturen dann stark von der Tropfengröße abhängig werden [Löhnert und Crewell (2003)]. Vor der eigentlichen Regressionsrechnung wird noch über eine Breitenabhängigkeit die Gültigkeit des jeweiligen Algorithmus' für

eine bestimmte Breitenregion festgelegt. Die jeweiligen Bereiche wurden im Abschnitt (4.2) festgelegt.

Um die Koeffizienten für die einzelnen Algorithmen zu erhalten, werden die festgelegten Trainingsdaten und die dazugehörigen simulierten Strahlungstemperaturen verwendet.

$$D_{\text{train}}(h) = k(h) + k_1(\nu, h)T_{B_{\text{train}}}(\nu) + k_2(\nu, h)T_{B_{\text{train}}}^2(\nu). \quad (4.43)$$

In Gleichung (4.43) ist D_{train} eine atmosphärische Größe, die aus den Radiosondendaten bestimmt worden ist und $T_{B_{\text{train}}}$ ist die dazugehörige simulierte Strahlungstemperatur aus den gleichen Daten. Dann ergeben sich die Koeffizienten k , k_1 und k_2 aus der Regressionsrechnung. k ist der Offset, k_1 der lineare und k_2 der quadratische Koeffizient. ν steht für die verwendeten Frequenzen und h für das spätere Höhengitter. Um eine Aussage über die Qualität der Koeffizienten treffen zu können, wird die Regression auf Strahlungstemperaturen aus dem Testdatensatz $T_{B_{\text{test}}}$ angewendet.

$$D_{\text{algo}}(h) = k(h) + k_1(\nu, h)T_{B_{\text{test}}}(\nu) + k_2(\nu, h)T_{B_{\text{test}}}^2(\nu) \quad (4.44)$$

Die resultierende Größe D_{algo} wird mit den Daten aus dem Testdatensatz D_{test} mit Hilfe von Streudiagrammen und zugehörigen RMS verglichen. Abbildung 4.13 zeigt die Streudiagramme des aus der Regression resultierenden IWV_{algo} gegen den IWV aus den Testdaten IWV_{test} mit Werten für den RMS zwischen $0.5116 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2}$ und $0.6275 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2}$.

In Abbildung 4.14 sind die Streudiagramme für den LWP für die unterschiedlichen Algorithmen dargestellt. Die Werte für den RMS bewegen sich für den LWP zwischen $0.0267 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2}$ und $0.0478 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2}$.

Abbildung 4.15 zeigt die Profile des RMS für die Temperatur links und für die absolute Feuchte rechts für die unterschiedlichen Algorithmen in unterschiedlichen Farben. Hier fällt auf, dass der RMS für die Temperatur ab einer Höhe von vier Kilometern zunimmt, was in einer Abnahme der Informationsdichte im Mikrowellenbereich mit größer werdendem Abstand zum Radiometer begründet liegt. Das gilt auch für die absolute Feuchte. Dass sich hier allerdings eine Verringerung des RMS ergibt, liegt an der exponentiellen Abnahme der absoluten Feuchte mit der Höhe, die die Abnahme der Informationsdichte überlagert.

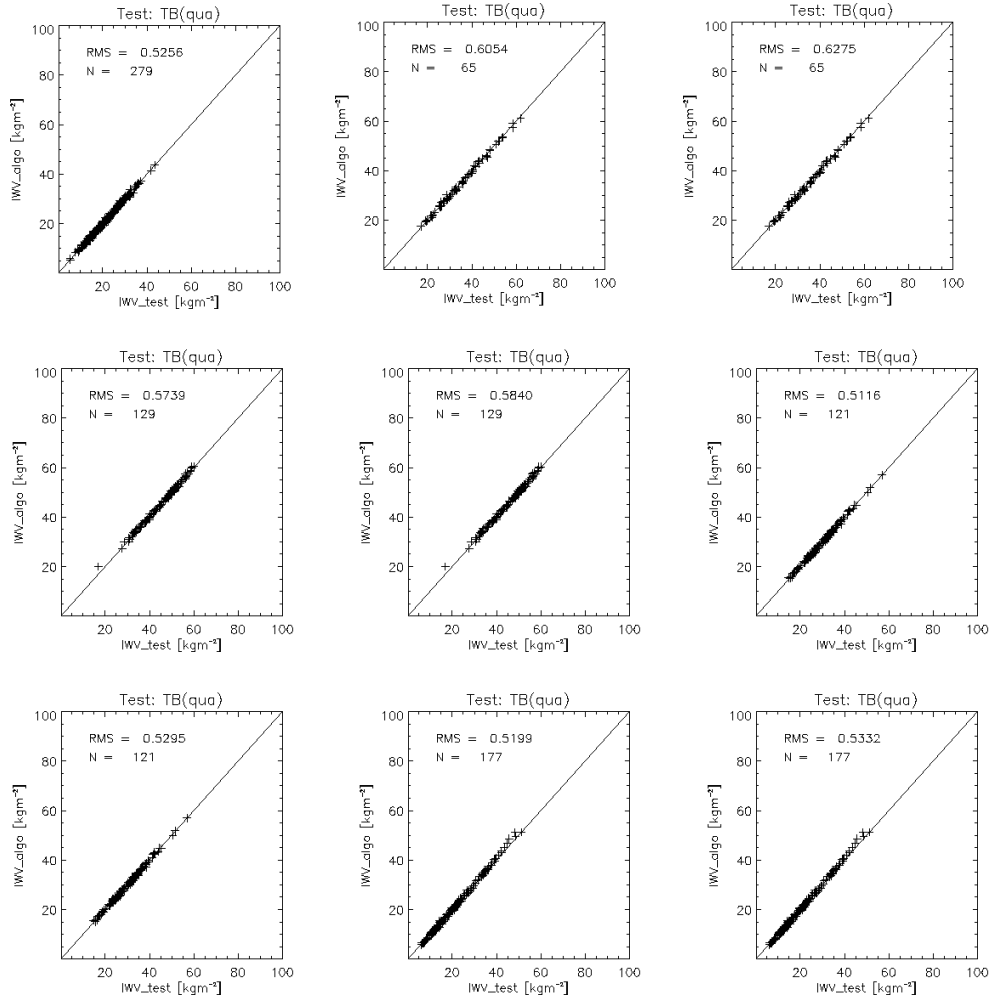


Abbildung 4.13: Streudiagramme für den resultierenden IWV gegen den aus den Testdaten, für die unterschiedlichen Breitereinteilungen von oben links nach unten rechts: 20°N bis 60°N und 90° Elevation, 10°N bis 20°N und 70° Elevation, 10°N bis 20°N und 90° Elevation, 5°S bis 10°N und 70° Elevation, 5°S bis 10°N und 90° Elevation, 20°S bis 5°S und 70° Elevation, 20°S bis 5°S und 90° Elevation, 60°S bis 20°S und 70° Elevation, 60°S bis 20°S und 90° Elevation

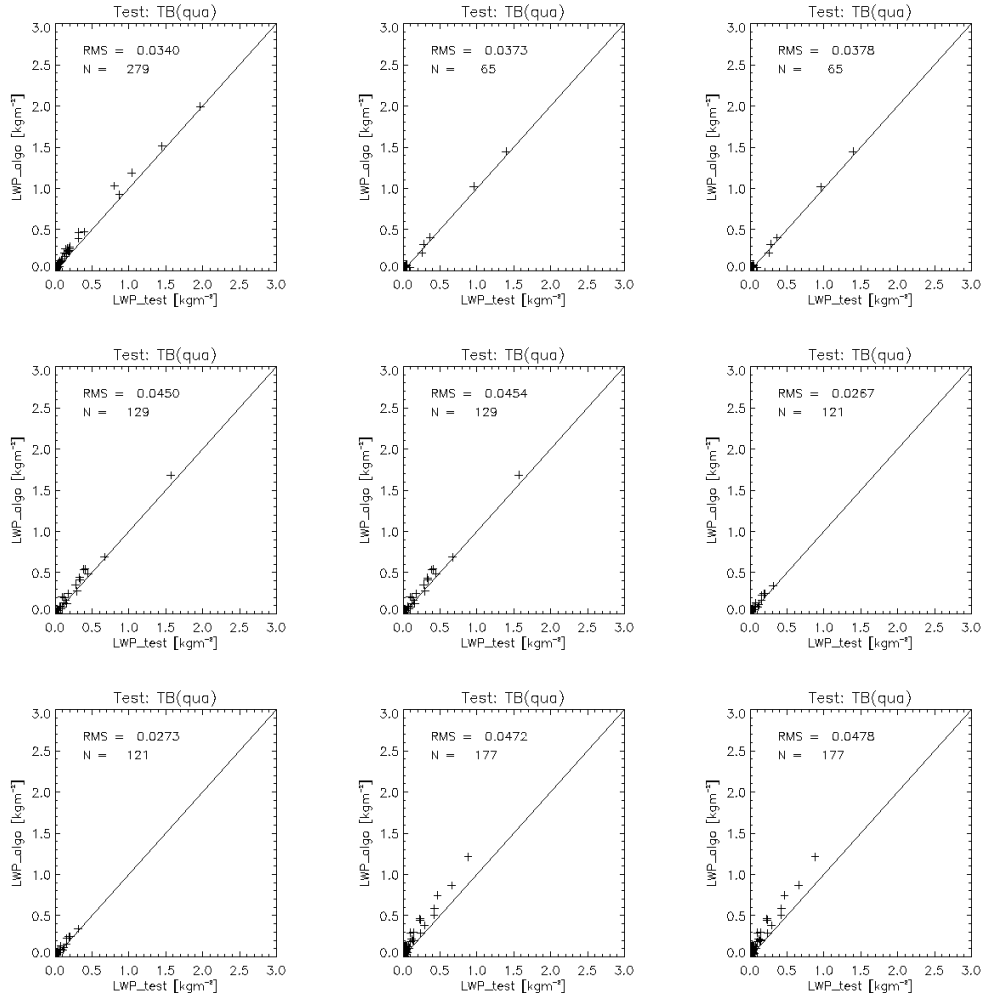


Abbildung 4.14: Streudiagramme für den resultierenden LWP gegen den aus den Testdaten, für die unterschiedlichen Breiteneinteilungen von oben links nach unten rechts: 20°N bis 60°N und 90° Elevation, 10°N bis 20°N und 70° Elevation, 10°N bis 20°N und 90° Elevation, 5°S bis 10°N und 70° Elevation, 5°S bis 10°N und 90° Elevation, 20°S bis 5°S und 70° Elevation, 20°S bis 5°S und 90° Elevation, 60°S bis 20°S und 70° Elevation, 60°S bis 20°S und 90° Elevation

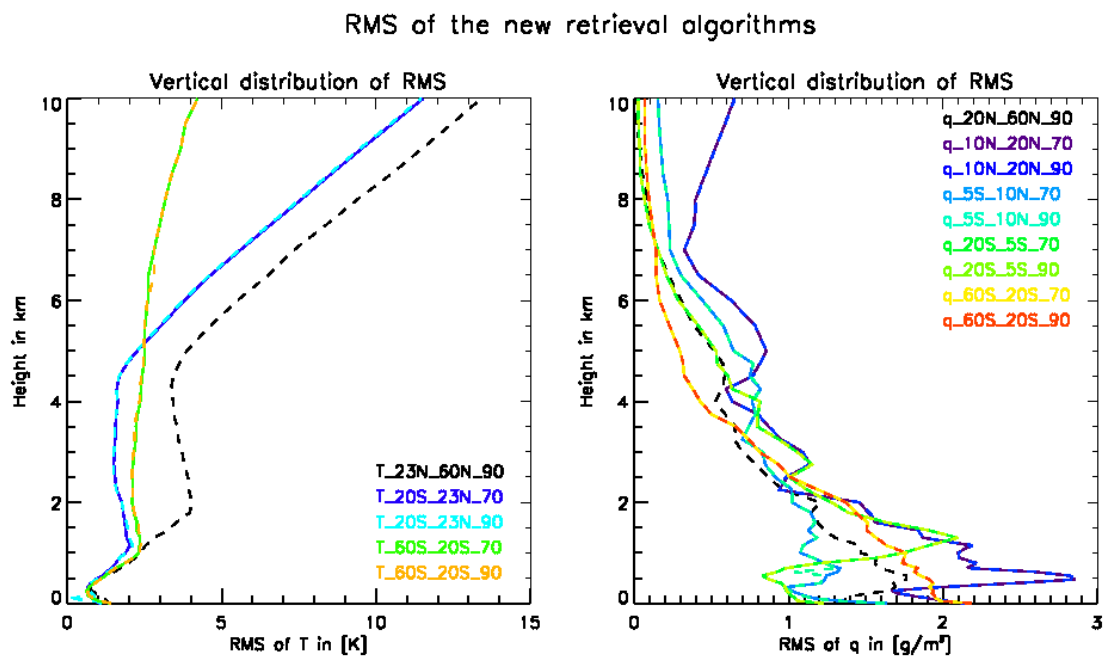


Abbildung 4.15: Profile des RMS der unterschiedlichen Temperaturalgorithmien (links) und der unterschiedlichen Algorithmien der absoluten Feuchte (rechts)

Kapitel 5

Ergebnisse

Die Qualität der neuen Fernerkundungsalgorithmen wird anhand von Vergleichen der Radiosondenprofile mit den Radiometerprofilen beurteilt. Die Daten wurden während der Polarsternfahrt ANT XXIV/1 von Bremerhaven nach Kapstadt vom 26. Oktober 2007 bis zum 26. November 2007 aufgezeichnet. Für die Vergleiche stehen 20 Radiosondenaufstiege zur Verfügung, die routinemäßig zu 12UTC vom DWD durchgeführt wurden, sowie 11 zusätzliche Aufstiege zu den Überflügen des neuen europäischen polumlaufenden Satelliten MetOP.

5.1 Beurteilung der Temperaturalgorithmen

Um die Güte der Temperaturalgorithmen zu beurteilen, wurde während der Zeit des Radiosondenaufstieges ein Vergleich zwischen den Radiometerprofilen, jeweils mit neuem und altem Algorithmus, und dem Temperaturprofil der Radiosonde vorgenommen. Der Vergleich der drei Profile wird beispielhaft in Abbildung 5.1 gezeigt. Auf der linken Seite in der Abbildung ist der Vergleich für die Temperatur dargestellt und auf der rechten für die relative Feuchte. Die Profile aus den neuen Algorithmen sind in grün, die für den alten in blau und die der Radiosonde in rot gezeichnet. Es fällt auf, dass die Profile, erstellt mit den neuen Algorithmen, in den unteren sechs Kilometern den Verlauf des Radiosondenprofils gut wiedergeben.

Um die Variabilität innerhalb der Zeit des Aufstieges zu zeigen, sind die Radiometerprofile zunächst vertikal gemittelt und die Standardabweichungen eines jeden Profils berechnet worden. Anschließend sind die Standardabweichungen und die Mittelwerte über die Dauer des Radiosondenaufstieges gemittelt worden. Daraus resultieren der Mittelwert, referenziert zu Null, und die Standardabweichungen als schwarze Linien in Abbildung 5.2. Des Weiteren sind die Mittelwerte für Temperatur und relative Feuchte vom Gesamtmittel (vertikal und über die Aufstiegsdauer) subtrahiert worden und in Blau in Abbildung 5.2 dargestellt. Die Differenzen liegen nahezu immer innerhalb der Standardabweichungen.

Zu den Vergleichen in Abbildung 5.1 wurden Streudiagramme für Temperatur, relative Feuchte und absolute Feuchte erstellt, die in Abbildung 5.3 dargestellt sind. Anhand

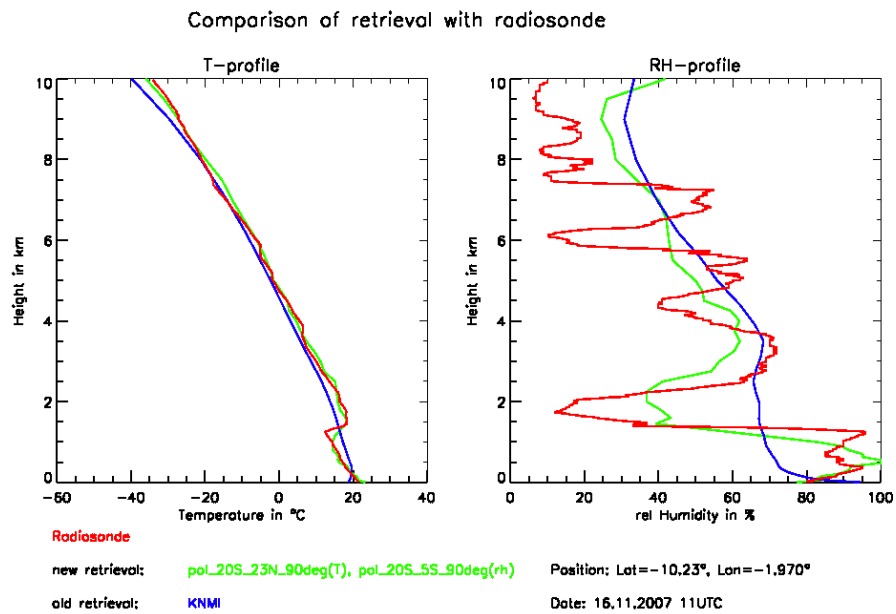


Abbildung 5.1: Vergleich der Temperatur- und Feuchteprofile zwischen altem und neuem Algorithmus und Radiosondenaufstieg vom 16.11.2007

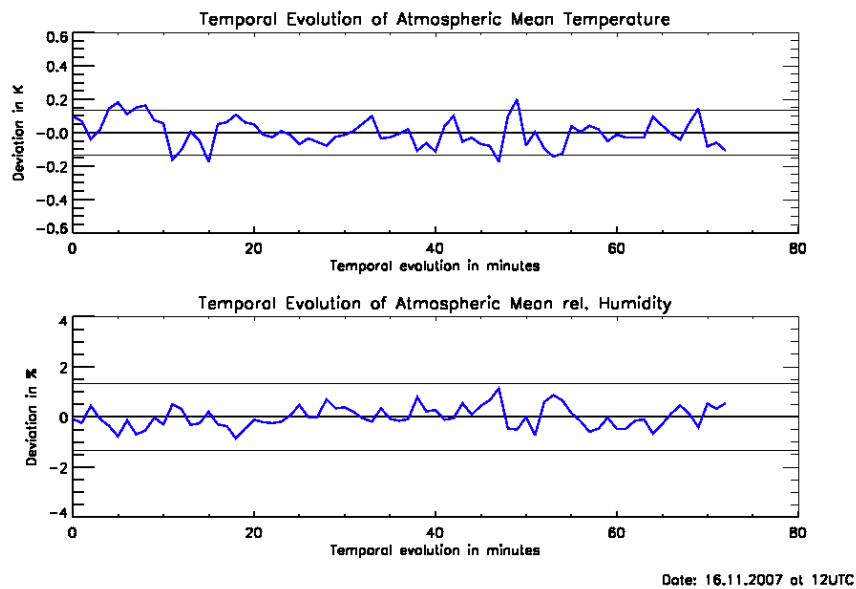


Abbildung 5.2: Zeitliche Entwicklung der vertikal gemittelten Werte für Temperatur (oben) und relative Feuchte (unten)

der Streudiagramme lässt sich eine Verbesserung für die Temperatur und die absolute Feuchte erkennen und zwar ist ein Algorithmus umso besser, je dichter die Daten an der

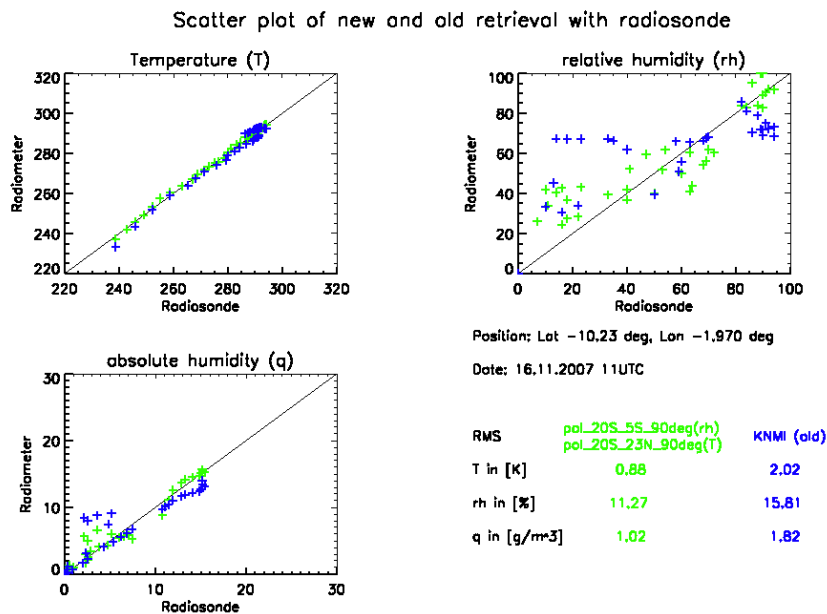


Abbildung 5.3: Streuplot für Temperatur (oben links), relative Feuchte (oben rechts) und absolute Feuchte (unten links) und RMS für die Profile

eingezeichneten Diagonalen liegen. Für eine generelle Beurteilung wurde des Weiteren die Wurzel der mittleren Abstände vom Radiosonden- zum Radiometerprofil zum Quadrat RMS (engl.: *Root Mean Square*) über ein gesamtes Profil berechnet. Die resultierenden RMS für alten und neuen Algorithmus werden in Abbildung 5.5 verglichen.

Abbildung 5.4 zeigt beispielhaft die Differenzen der Profile erstellt mit dem alten Algorithmus zum Radiosondenaufstieg in blau und den neuen Algorithmen zum Radiosondenaufstieg in grün für den 16.11.. Die Differenz des neuen Algorithmus' für die Temperatur ist in den unteren sechs Kilometern kleiner als die des alten.

Für alle Radiosondenaufstiege sind Vergleiche der Differenz wie in Abbildung 5.4 erstellt worden. Daraus lässt sich insgesamt für alle Aufstiege eine Verbesserung durch die neuen Algorithmen insbesondere in den unteren vier Kilometern erkennen, wenn der RMS der neuen Algorithmen kleiner ist als der des alten Algorithmus'. Ist der RMS des alten Algorithmus' kleiner als der der neuen, bedeutet das nicht, dass der alte Algorithmus im unteren Bereich der Troposphäre besser ist. Dann sind beide Algorithmen nahezu gleich gut und der Beitrag zum RMS des neuen Algorithmus' stammt aus Höhen zwischen zwei und sechs Kilometern. Eine solche Bewertung lässt sich auch aus den Streudiagrammen interpretieren, wenn die Temperatur über ein vertikales Temperaturprofil der Höhe zugeordnet wird. Dann ist eine Verbesserung im unteren Bereich der Atmosphäre erreicht, wenn die Daten höherer Temperaturen näher an der Diagonalen liegen.

Die Zugehörigkeit der einzelnen Algorithmen zu den Aufstiegsnummern ist in Tabelle 5.1 gegeben.

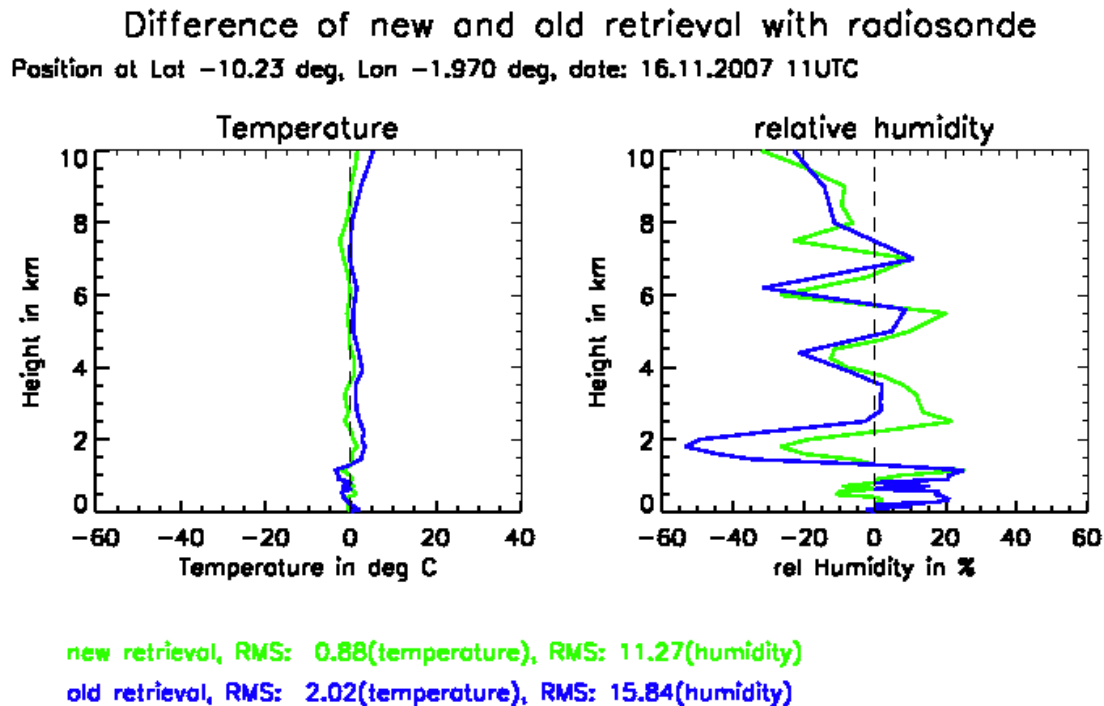


Abbildung 5.4: Differenz zwischen altem Algorithmus und Radiosonde (blau) und neuem und Radiosonde (grün) für Temperatur (links) und relative Feuchte (rechts)

Algorithmus		Nr.
T	q	
23°N – 60°N, 90°	20°N – 60°N, 90°	0-6
20°S – 23°N, 90°	10°N – 20°N, 90°	7-10
20°S – 23°N, 90°	5°S – 10°N, 90°	11-17
20°S – 23°N, 90°	20°S – 5°S, 90°	18-25
60°S – 20°S, 70°	60°S – 20°S, 70°	26-30

Tabelle 5.1: Zuordnung der einzelnen Algorithmen zu den Aufstiegen

Aus Abbildung 5.5 oben ist ersichtlich, dass eine Verbesserung gegenüber der Verwendung des alten Temperaturalgorithmus' in fast allen Fällen eingetreten ist. In den nördlichen Subtropen (Aufstiege 7-10) und in den südlichen mittleren Breiten (Aufstiege 27-29) ist keine Verbesserung durch die Verwendung der neuen Temperaturalgorithmen gegenüber dem alten erzielt worden. Der Grund dafür, dass keine Verbesserung im Bereich der nördlichen Subtropen erreicht worden ist, könnte der sein, dass die für die Test- und Trainingsdaten verwendeten Radiosondenaufstiege die Tropen und die südlichen Subtropen stärker repräsentieren, besonders durch die zusätzlichen Radiosondenaufstiege von den Inseln. Dass der alte Algorithmus in den nördlichen mittleren Breiten bessere Ergebnisse

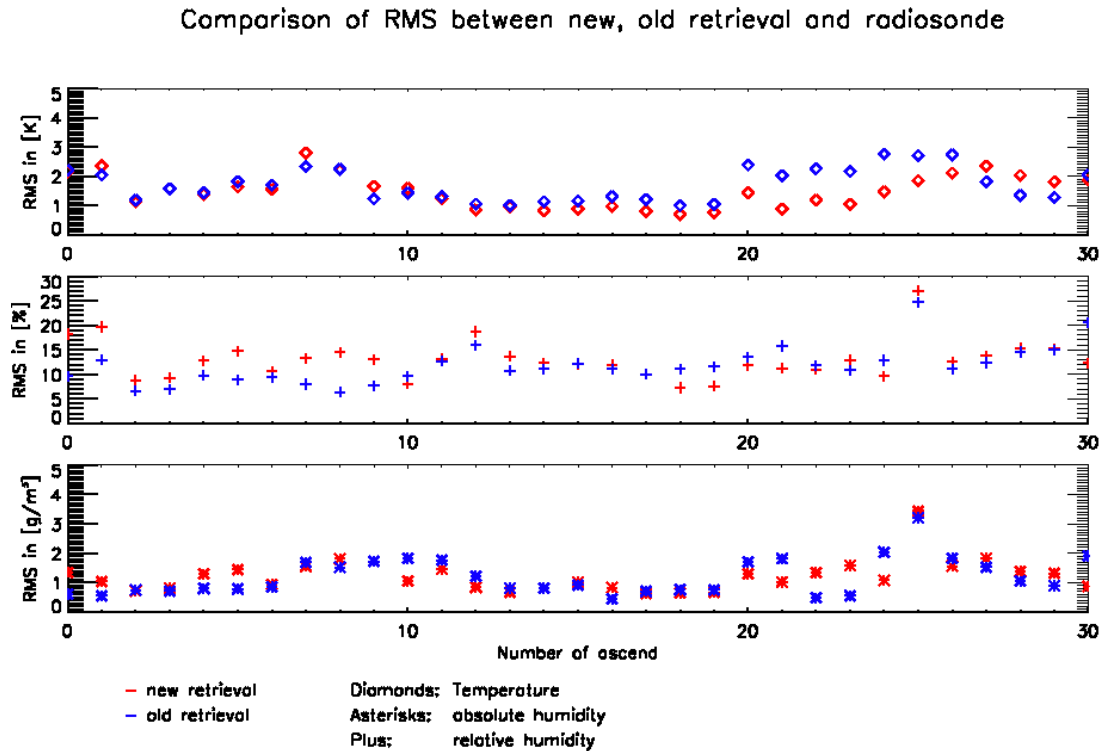


Abbildung 5.5: Vergleich der RMS für die Temperatur (oben), die relative Feuchte (mitte) und die absolute Feuchte (unten) für den alten (blau) und die neuen Algorithmen (rot)

liefert als der neue, lässt einen übertrainierten alten Algorithmus vermuten. Übertrainiert heißt hier, dass der alte Algorithmus für viele Wettersituationen und Klima trainiert worden ist.

Auf Grund des Zenitstandes der Sonne am 19.11. ist der Elevationswinkel des Radiometers auf 70° geändert und der für die Region erstellte Algorithmus mit einem Beobachtungswinkel von 70° verwendet worden. Das Radiometer ist mit diesem Beobachtungswinkel bis zum Abbau betrieben worden. Obwohl der alte Algorithmus für einen oftmals maritim beeinflussten Standort in den Niederlanden und Zenit-Betrieb erstellt worden ist, liefert dieser bessere Ergebnisse als der neue für die südlichen mittleren Breiten erstellte. Das lässt sich damit erklären, dass der alte Algorithmus für die mittleren Breiten womöglich übertrainiert ist. Das Verringern des Beobachtungswinkels dient nur zur Vermeidung des zusätzlichen Signals durch die Sonne.

Insgesamt ist eine Verbesserung in den Tropen und den südlichen Subtropen durch die Anwendung der neuen Algorithmen erzielt worden.

5.2 Beurteilung der Feuchtealgorithmen

Die Vergleiche der RMS aus dem alten und den neuen Algorithmen für die absolute Feuchte ist in Abbildung 5.5 unten bzw. für die relative Feuchte in der Mitte dargestellt. Für die relative Feuchte ist kein eigener Algorithmus erstellt worden. Vielmehr wird diese aus der absoluten Feuchte und der Temperatur während der Nachprozessierung mit den neuen Algorithmen über den Sättigungsdampfdruck berechnet:

$$RH = \frac{q \cdot R_W \cdot T}{6.11213 \cdot \exp\left[\frac{17.5043(T-T_0)}{241.2+(T-T_0)}\right] \cdot 1000}, \quad (5.1)$$

wobei T die Temperatur in K, $T_0 = 273.15\text{K}$ und $R_W = 461.52$ die Gaskonstante für Wasserdampf. Daher pflanzen sich die Fehler aus den Algorithmen für die Temperatur und die absoluten Feuchte fort und die RMS für die relative Feuchte liegen in Abbildung 5.5 (mitte) oft oberhalb der Werte des alten Algorithmus.

Für die absolute Feuchte lässt sich anhand von Abbildung 5.5 für die meisten Breitenklassen der Algorithmen eine Verbesserung erkennen, besonders im Bereich der Tropen und südlichen Subtropen. In den nördlichen mittleren Breiten wie auch in den südlichen mittleren Breiten liefern die neuen Algorithmen keine sichtlichen Verbesserungen wegen des übertrainierten alten Algorithmus'. Auch in den nördlichen Subtropen ist keine Verbesserung erzielt worden, hier standen für die Regression nur wenige Radiosondenaufstiege zu Verfügung. Auch für die absolute Feuchte lässt sich aus den Streudiagrammen wie in Abbildung 5.3 anhand der vertikalen Verteilung der absoluten Feuchte eine Höhe zuordnen. So können auch hier Aussagen über den Beitrag zum RMS aus unterschiedlichen Höhen getroffen werden. Aus Abbildung 5.3 lässt sich erkennen, dass eine Verbesserung des Profils der absoluten Feuchte im unteren Bereich der Troposphäre durch die Verwendung des neuen Algorithmus erreicht worden ist. Insgesamt wird eine Verbesserung im unteren Bereich der Troposphäre erreicht, wenn der RMS der neuen Algorithmen kleiner ist als der des alten. Allerdings ist der alte Algorithmus dann auch im unteren Bereich besser, wenn der RMS kleiner ist, im Gegensatz zur Temperatur, wo alter und neuer Algorithmus in etwa gleich gut sind.

5.3 Beurteilung der IWV-Algorithmen

Um einen Vergleich der Algorithmen für den Wasserdampfgehalt vornehmen zu können, wird dieser zunächst aus den Radiosondendaten für den jeweiligen Aufstieg bis in eine Höhe von zehn Kilometern berechnet. Der zugehörige IWV aus den Radiometerdaten wird über die Dauer des Aufstieges gemittelt. Der IWV zu den einzelnen Aufstiegen ist in Abbildung 5.6 oben dargestellt.

Abbildung 5.6 zeigt auch ein Streudiagramm des IWV, berechnet aus den neuen Algorithmen (grün) und dem alten (blau) aufgetragen über den aus den Radiosonden berechneten. Dazu wurden alle Radiosondenaufstiege der Fahrt ANT XXIV/1 ausgewertet und

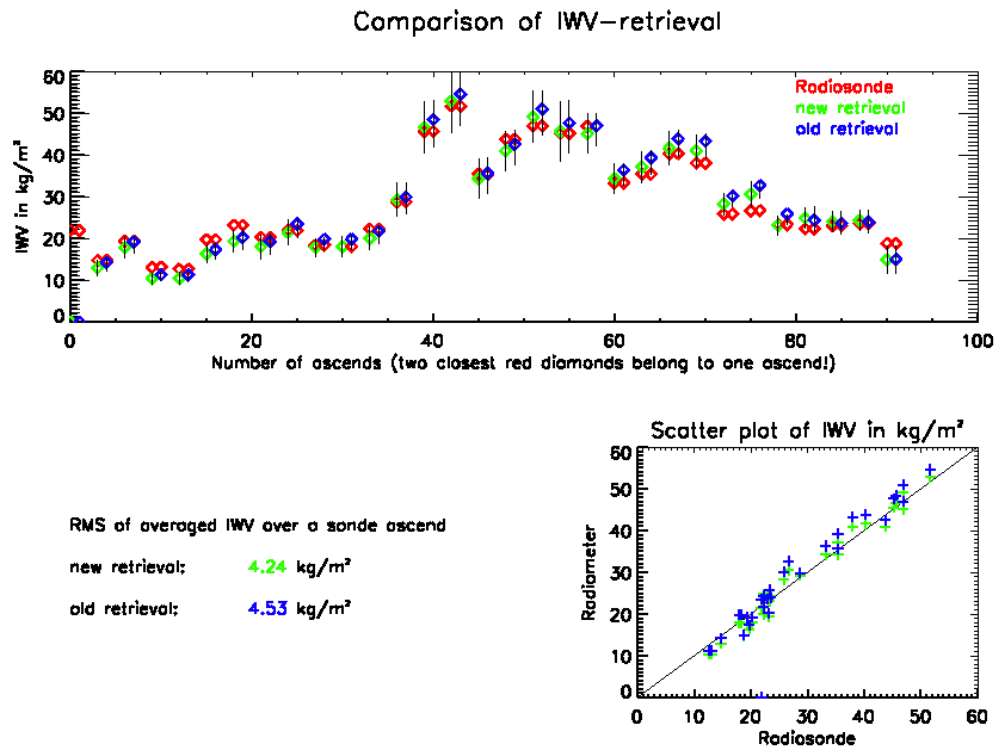


Abbildung 5.6: Vergleich des IWV berechnet aus den neuen Retrieval (grün), den alten (blau) und aus Radiosondenaufstiegen (rot)

der RMS berechnet. Dieser Wert ist dabei für die neuen Algorithmen um $0.29 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2}$ niedriger.

Auch hier ist im Ganzen wieder eine Verbesserung gegenüber der Verwendung der alten Algorithmen erreicht worden, allerdings mit Ausnahmen. In den nördlichen mittleren Breiten ist der alte besser, da dieser übertrainiert ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass eine Verbesserung durch die neuen Algorithmen in den Subtropen und Tropen erzielt worden ist. Die Ausnahmen bilden die mittleren Breiten, in denen keine Verbesserung gegenüber der Verwendung des alten übertrainierten Algorithmus' erzielt werden konnte.

Kapitel 6

Anwendung der neuen Algorithmen

6.1 ANT XXIII/10

6.1.1 Erste Erfahrungen mit dem HATPRO auf dem Schiff

Auf der Überfahrt von Kapstadt nach Bremerhaven vom 12.04.2007 bis zum 04.05.2007, dem Fahrtabschnitt ANT XXIII/10, wurde das HATPRO zum ersten Mal auf einem Schiff auf offenem Ozean betrieben. Die gefahrene Route ist in Abbildung 6.1 dargestellt. Um das Gerät für einen solchen Einsatz seefest zu machen, ist vom Hersteller Radiometer Physics eine seewasserbeständige Folie installiert worden. Der Standplatz für das Radiometer ist so gewählt worden, dass eine Beeinflussung durch Gegenstände oder Personen im Sichtfeld des Radiometers ausgeschlossen werden kann. Die Möglichkeit einer Beeinflussung durch Sender elektromagnetischer Wellen kann ausgeschlossen werden, da die Kommunikationsanlagen des Schiffes im Rundfunkbereich, also in Frequenzbereichen unterhalb des Mikrowellenspektrums arbeiten. Die Radaranlage besteht aus einem S- und einem X-Band-Radar mit Wellenlängen von 10cm und 3cm. Das wichtigste Kriterium für die Wahl des Standplatzes, nach Ausschluss von Störfaktoren, ist die Stand-sicherheit, die auch bei Seegang gewährleistet sein muss. So ist die Wahl auf die Steuerbordseite des unteren Peildecks im achterlichen Bereich gefallen, wo sich die besten Möglichkeiten bieten das HATPRO anzulaschen und ein Schutz durch die Brücke gegeben ist. Der Standort des Radiometers ist in Abbildung 6.2 mit einem X markiert.

Die Aufnahme des Messbetriebes mit dem Radiometer erfolgte nicht am Tag des Auslaufens, da immer wieder Funktionsstörungen auftraten, die in Zusammenarbeit mit der Firma Radiometer Physics behoben werden konnten. Als Grund stellte sich eine nicht sauber beendete vorangegangene Eichung heraus. Das erklärt die Datenlücke in den Abbildungen 6.3, 6.4, 6.5 und 6.6 bis zum 19.04.. Von dort an lief das Radiometer im Messbetrieb nahezu problemlos durch bis zum Tag des Einlaufens in Bremerhaven am 04.05. Am Nachmittag des 23.04. kam zu einem Ausfall, nach dem die Sonne direkt in das Radiometer schien. Die Zeitserien dieses Fahrtabschnittes werden im folgenden Abschnitt dargestellt.

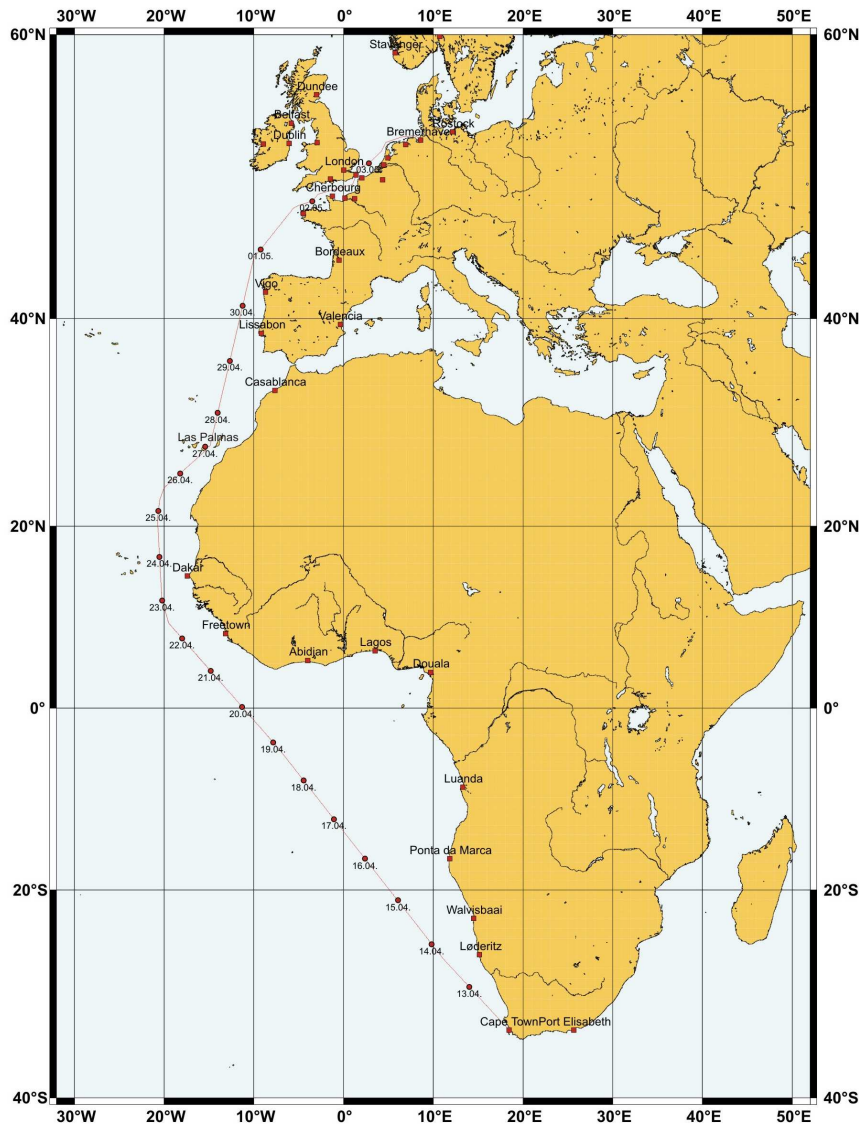


Abbildung 6.1: Kursplot der Fahrt ANT XXIII/10

6.1.2 Anwendung der Algorithmen

Dieser Abschnitt zeigt die Zeitserien der Fahrt ANT XXIII/10 nach der Nachprozessierung der Daten mit den neuen Algorithmen. Bei der absoluten Feuchte sind auftretende negative Werte auf $0 \frac{\text{g}}{\text{m}^3}$ korrigiert worden. Eine Korrektur negativer Werte ist hier vertretbar, da diese in großen Höhen auftraten. Die zu hohen Werte der relativen Feuchte resultieren aus der Berechnung mit fehlerbehafteten Werten der Temperatur und der absoluten Feuchte nach der Magnusformel und wurden bei Übersättigung auf 100% gesetzt. Die Stellen, an denen die Werte relativer und absoluter Feuchte manipuliert worden sind, sind wie in Abbildung 6.4 gekennzeichnet.

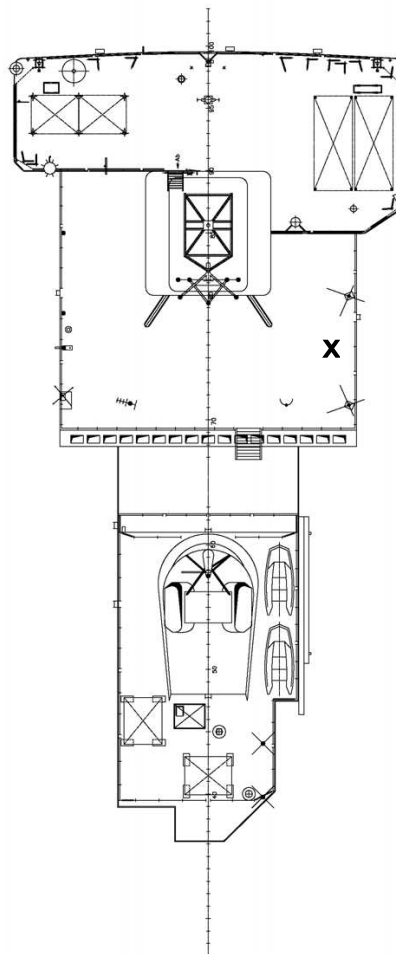


Abbildung 6.2: Technische Zeichnung des oberen (vorne) und unteren (Mitte) Peildecks, aus [El Naggar et al. (2006)]. Das X markiert die Position des HATPROs.

Die Zeitreihe der Temperatur ist in Abbildung 6.3 über die Höhe und die Zeit aufgetragen. Auffallend sind zuerst die schwarzen Balken, wobei es sich um eine geräteinterne Rekalibrierung handelt, die recht oft durchgeführt worden ist, um so ein erfolgreiches Skytipping zu erzwingen. Die weiße Lücke in der Temperaturzeitserie lässt sich auf den oben bereits erwähnten Ausfall am 23.04. zurückführen. Niederschlagsereignisse werden in den folgenden Abbildungen speziell markiert. Abgesehen von den schwarzen Balken ist dennoch die meridionale Temperaturverteilung mit höchsten Temperaturen am 23.04. erkennbar, die dann zum Ende der Fahrt hin abnehmen. Die Abkühlung am 30.04. ist mit einem Tief verknüpft, dass in den Tagen vom 29.04. bis zum 01.05. mit einer Kaltfront am Nachmittag des 29.04. wetterbestimmend war.

Abbildung 6.4 zeigt die Zeitserie der relativen Feuchte mit den oben beschriebenen Markierungen für Niederschlagsereignisse oder die Manipulierung der absoluten bzw. relativen Feuchte. Hier ist erkennbar, dass die Werte für die absolute und die relative Feuchte so gut wie immer korrigiert worden sind. Dennoch lassen sich die dargestellten Daten inter-

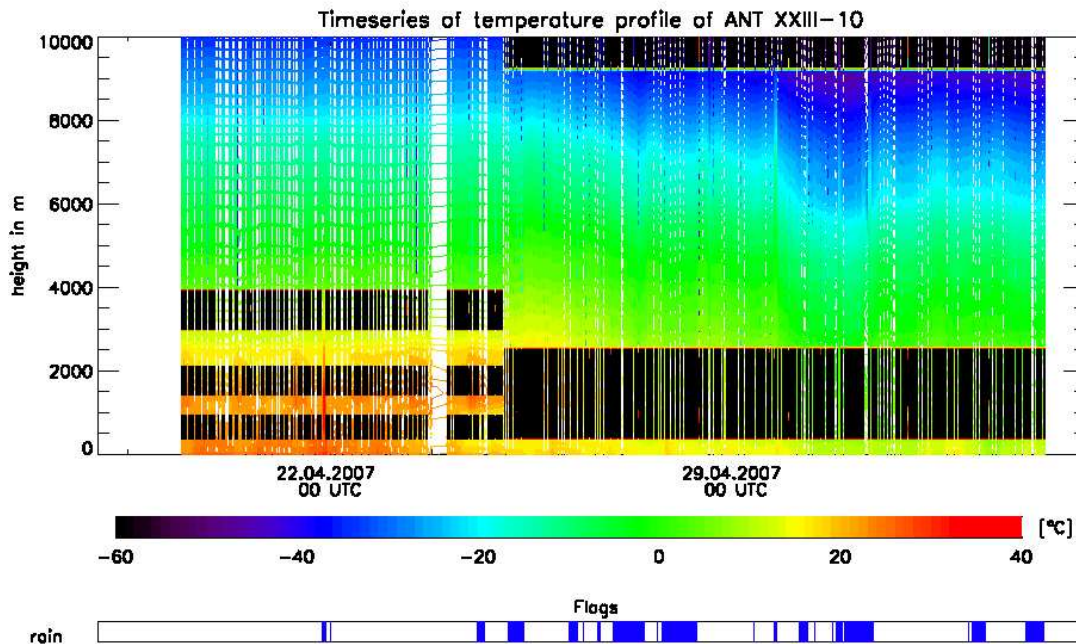


Abbildung 6.3: Zeitserie der Temperatur während der Fahrt ANT XXIII/10

pretieren. So bedeuten in der Zeit um den 21.04. hochreichende Werte von hoher relativer Feuchte die Durchquerung Intertropischen Konvergenzzone ITCZ (engl.: *Intertropical Convergence Zone*). Die Absinkregion der nördlichen Subtropen lässt sich zwischen dem 23.04. und dem 28.04. ausmachen. In dieser Zeit sinkt die relative Feuchte auf niedrige Werte in geringer Höhe. Das Tiefdrucksystem um den 30.04. schlägt sich mit hoher relativer Feuchte und hoher Variabilität in der relativen Feuchte nieder.

Der integrierte Gesamtwasserdampfgehalt, der IWV, ist in Abbildung 6.5 dargestellt. Die Tropen mit ihren hohen Temperaturen spiegeln sich auch im IWV wieder, da ein Luftvolumen mit hoher Temperatur mehr Wasserdampf aufnehmen kann. Die weit herausragenden Spitzen in der Zeitserie stellen meist Regenereignisse dar, jedoch nicht am 23.04. als die Sonne direkt in das Radiometer schien, wie schon in Kapitel 4 (Direkte Sonne) gezeigt worden ist. Der Wasserdampf nimmt dann mit weiterem Fahrtverlauf Richtung Norden wieder auf für die mittleren Breiten typischen Werte ab. Des Weiteren ist in Abbildung 6.5 der aus den Radiosondenaufstiegen berechnete IWV als rote Rauten dargestellt. Dieser wird durch die neuen Algorithmen gut wiedergegeben.

Der Flüssigwasserpfad ist die Größe der vier betrachteten, für die die Erstellung von Algorithmen auf Grund seiner komplizierten Eigenschaften gesondert durchgeführt wird. Wegen der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität ist kein Vergleich mit Radioson-

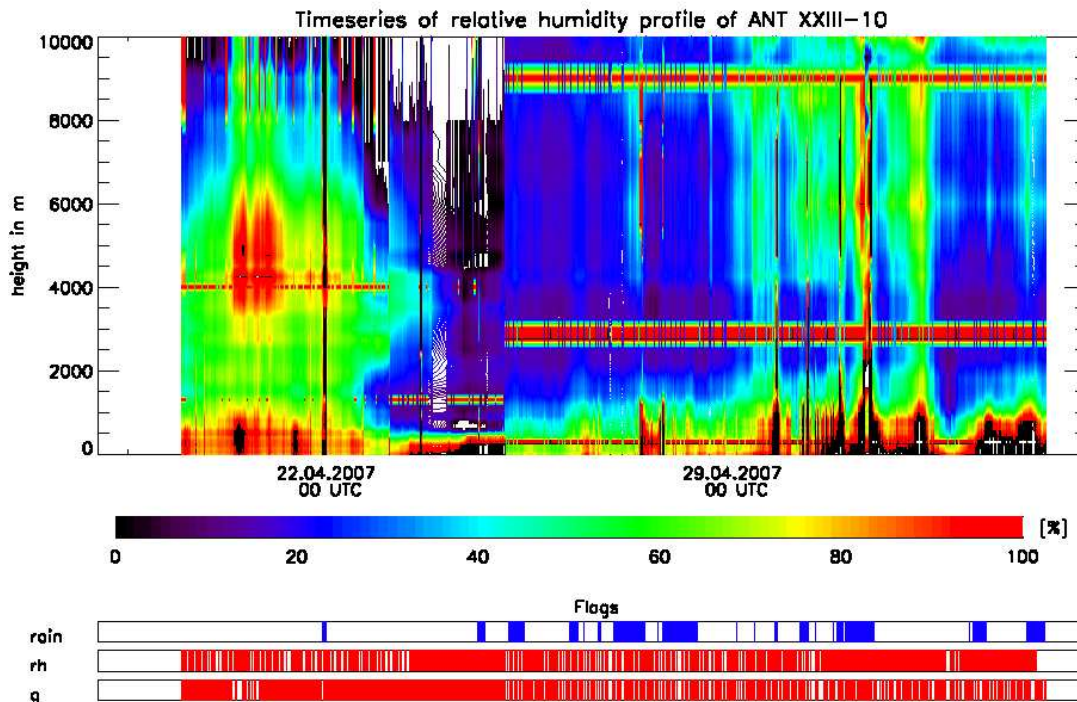


Abbildung 6.4: Zeitserie der relativen Feuchten während der Fahrt ANT XXIII/10

daten durchgeföhrt worden. Des Weiteren ist Berechnung des LWP aus einer einzelnen Radiosonde zu ungenau, als das die Ergebnisse mit dem Radiometer vergleichbar wären. Umgekehrt werden für die Erstellung der LWP-Algorithmen Flüssigwasserpfade aus Radiosondendaten berechnet, um Strahlungstemperaturen zu simulieren. Dabei kommt es nicht auf den genauen LWP der Wolke an. Des Weiteren macht eine Drift hin zu negativen Werten, die physikalisch nicht möglich sind, eine Interpretation und Korrektur nicht einfach und bietet somit Potenzial für eine gesonderte Betrachtung im Rahmen einer anderen Diplomarbeit. Eine solche Drift und negative Werte des LWPs können dann korrigiert werden, wenn bekannt ist, wann das Radiometersichtfeld unbewölkt war. In der Zeitreihe des LWPs in Abbildung 6.6 ist die hohe zeitliche Variabilität gegenüber der Temperatur, Feuchte und IWV sowie die starke Drift der Werte um den 23.04. erkennbar, wo der Himmel zumeist wolkenfrei war.

Abschließend kann über diese Fahrt gesagt werden, dass das Radiometer im Prinzip für den Betrieb auf einem Schiff geeignet ist. Allerdings muss genau darauf geachtet werden, dass die Kalibrierung möglichst exakt durchgeföhrt wird und der Einfluss direkter Sonne verhindert oder gesondert gekennzeichnet wird.

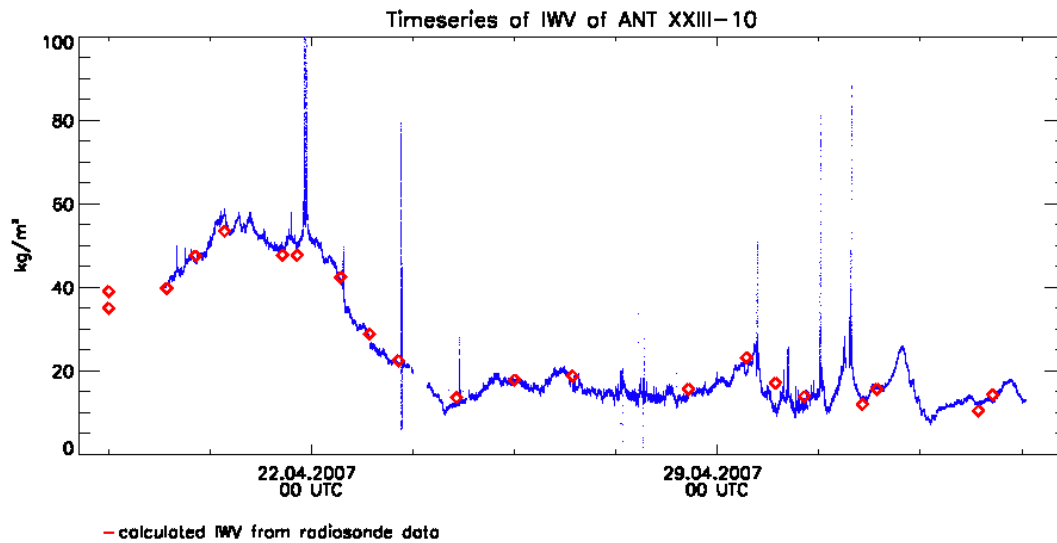


Abbildung 6.5: Zeitserie des IWV während der Fahrt ANT XXIII/10

6.2 ANT XXIV/1

In diesem Abschnitt wird der Fahrtabschnitt der FS Polarstern ANT XXIV/1 behandelt. Dieser führte von Bremerhaven nach Kapstadt ziemlich genau entlang der Route, die während ANT XXIII/10 gefahren wurde. Die gefahrene Route ist in Abbildung 6.7 dargestellt.

Bei dem Aufbau und der Inbetriebnahme des HATPROS wurde dieses mal genau darauf geachtet, dass bei der Eichung mit flüssigem Stickstoff der Wind keinen großen Einfluss nehmen konnte, der zur Bildung von kondensiertem Wasser an dem Spiegel führt. Dann würde das Radiometer die Strahlungstemperatur der Wassertropfen messen. Wie auch auf der ersten Fahrt wurde das Radiometer auf dem fahrenden Schiff geeicht, was nicht ideal ist. Das Gerät sollte bei solch einer Eichung nicht schwanken, so dass das Radiometer immer die Emission des stickstoffgeköhlten Absorbers im Inneren der Eichwanne misst. Schwankt nun das Gerät während der Eichung, so ist der Absorber nicht mehr vollständig mit Stickstoff bedeckt und das Radiometer misst zu hohe Strahlungstemperaturen des Absorbers. Um möglichst ideale Bedingungen zu schaffen, wurde das HATPRO auf dem Arbeitsdeck in windgeschützter Lage geeicht und zusätzlich mit einer Plane eingehüllt. Nach erfolgreicher Eichung wurde das Radiometer an die Stelle gestellt, an der es auch auf dem Fahrtabschnitt ANT XXIII/10 stand. Der Betrieb auf dieser Fahrt lief

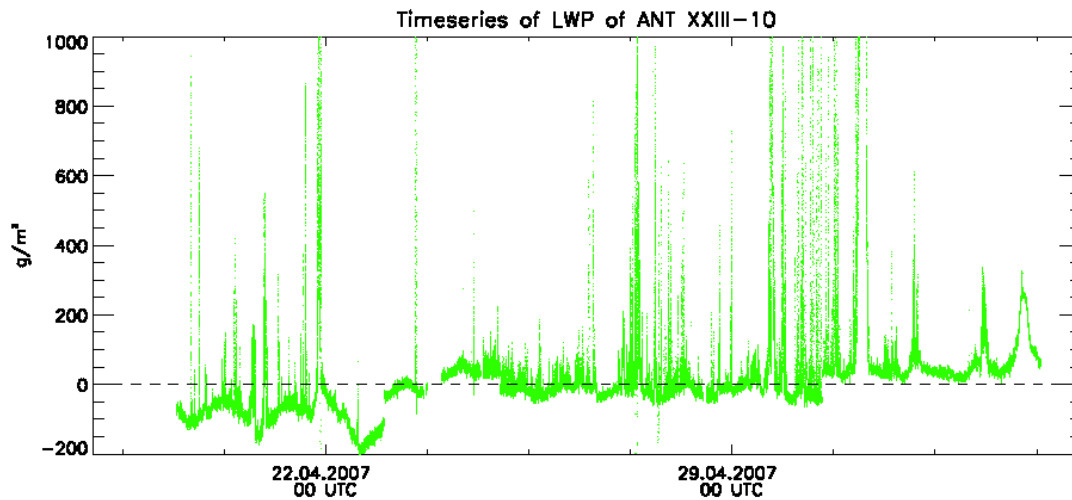


Abbildung 6.6: Zeitserie des LWP während der Fahrt ANT XXIII/10

problemlos und ohne Ausfälle. Der Messbetrieb wurde lediglich einmal unterbrochen, um den Beobachtungswinkel von 90° auf 70° zu verringern, als die Sonne ihren höchsten Stand erreichte.

6.2.1 Anwendung der Algorithmen

Die aus der Nachprozessierung erhaltenen Zeitserien für Temperatur, Feuchte, IWV und LWP werden in diesem Abschnitt gezeigt und sollen mit der vorherrschenden synoptischen Situation verglichen werden. Zu Anfang der Fahrt, kurz nach der Inbetriebnahme des Radiometers kreuzte die Route des Schiffes ein Sturmsystem mit Niederschlag. Die Tropfen des Niederschlages beeinflussen die Messungen im Mikrowellenbereich so stark, dass die Messwerte fehlerbehaftet sind. So zeigt zum Beispiel Abbildung 6.9, dass die relative Feuchte oberhalb ihres Wertebereiches liegt und das über die gesamte Höhe verteilt. Auch der Flüssigwasserpfad in Abbildung 6.11 und der Gesamtwasserdampf in Abbildung 6.10 bleiben davon nicht unbeeinflusst. Nach dem Durchzug dieses Tiefes nimmt die Temperatur in den Temperaturprofilen in Abbildung 6.8 ab, was bedeutet, dass Kaltluft von Norden her einströmte.

In den folgenden Tagen führte der Weg in die Subtropen, die Temperatur nahm täglich bis zum 05.11. zu, was gut in Abbildung 6.8 erkennbar ist. Des Weiteren nahm die relati-

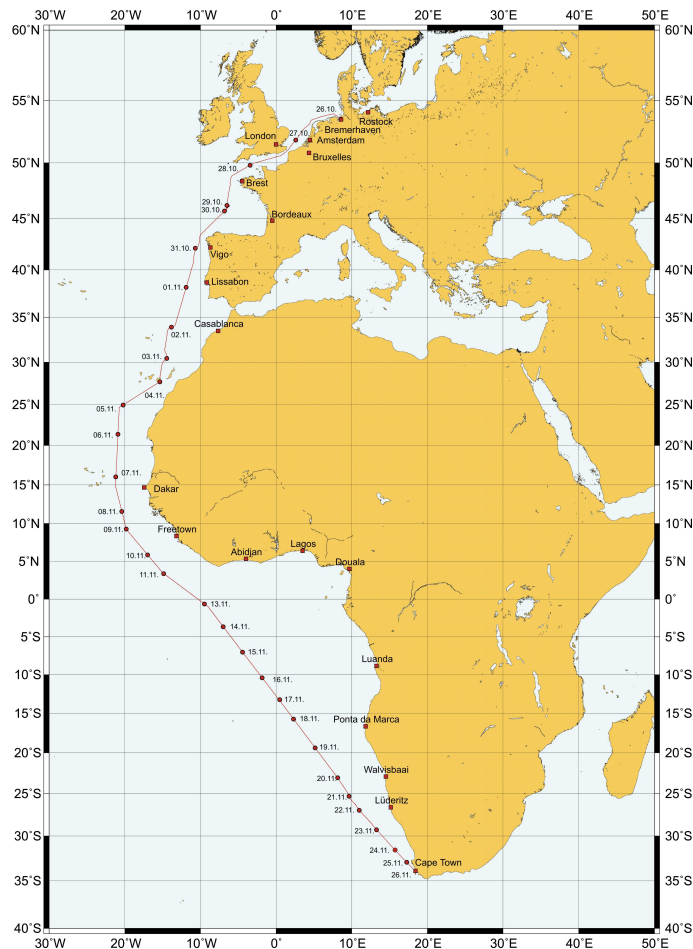


Abbildung 6.7: Kursplot der Fahrt ANT XXIV/1

ve Feuchte bis in ca 500m Höhe stark ab. An diesen Tagen war der Himmel wolkenfrei. Ab dem 01.11. setzte die für die Subtropen typische flache Stratocumulusbewölkung ein. In diesen Tagen ist die Passatinversion in etwa 1500m anhand starker Gradienten in der relativen Feuchte gut aus zu machen. Diese Inversion spiegelt sich auch im Temperaturprofil wieder und ist ansatzweise in Abbildung 6.8 zu erkennen. Der IWV fällt auf minimale Werte und auch der LWP bewegt sich in Bereichen um $0 \frac{\text{g}}{\text{m}^2}$ plus/minus des Rauschens und der Drift.

Entlang der Westküste Afrikas (vgl. Abbildung 6.7) wurde das Wetter im wesentlichen durch eine Staubschicht aus der Sahara dominiert, was bedeutet, dass die Temperatur stark anstieg und die relative Feuchte stark abnahm. Dieses Ereignis soll in Kapitel 5.3 ausführlicher beschrieben werden.

Nach dem Staubereignis machte sich der Einfluss der Tropen bemerkbar, die Feuchte stieg wieder stark an und die Temperatur blieb nahezu konstant auf einem hohen Niveau. Die mächtigen Cumulonimbus-Türme der ITCZ dominierten dabei am 12.11. das Wolkenbild am Himmel und führten im LWP-Signal zu starken Signalen, die immer wieder durch kurze Schauer überlagert wurden. In Äquatornähe war es überwiegend nie-

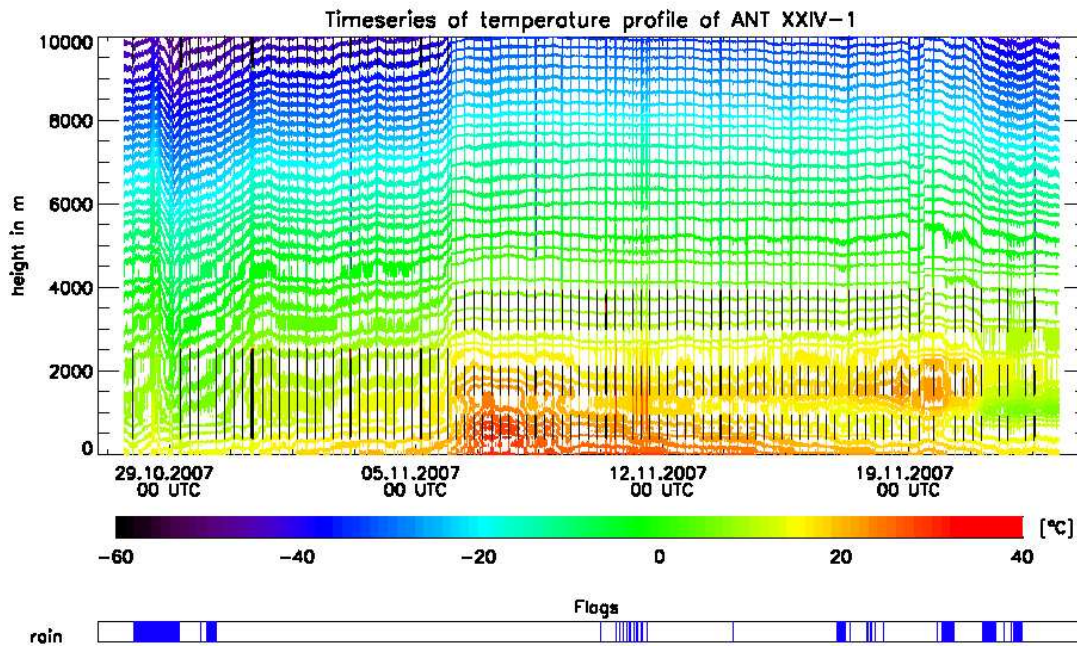


Abbildung 6.8: Zeitserie der Temperaturprofile während der Fahrt ANT XXIV/1

derschlagsfrei und warm bei einer hohen Luftfeuchtigkeit.

Mit dem Einsetzen des Süd-Ost-Passates nahm die Temperatur stetig ab, was sich gut in der Zeitserie der Temperatur (Abbildung 6.8) erkennen lässt. Auch der Wasserdampfgehalt hatte sein Maximum in den Tropen erreicht und nahm wieder ab (Abbildung 6.10). Die relative Feuchte blieb auf einem hohen Niveau, da in den Tagen um den 17.11. eine geschlossene Wolkendecke vorherrschte und es immer wieder nieselte. Am 19.11. stand die Sonne um 12:25 UTC im Zenit, so dass morgens der Beobachtungswinkel des Radiometers auf 70° verringert wurde.

Auf Grund eines Tiefausläufers über dem Südatlantik herrschte eine meist durchbrochene Bewölkung und ein kräftiger Wind aus südlichen Richtungen vor. Das bedeutet, dass die als Regen markierten Zeiten in den Abbildungen 6.8 bis 6.11 oft auch durch Gischt beeinflusst worden sind. Daraufhin musste das Radiometer immer wieder von einer Salzkruste befreit werden. Die letzten Tage seit der Verringerung des Beobachtungswinkels bis hin zum Abbau arbeitete das Radiometer mit einem verringerten Beobachtungswinkel obwohl der Zenitwinkel der Sonne ausreichend groß war, so dass das Gerät wieder im Zenitmodus hätte betrieben werden können. Darauf ist verzichtet worden, um die Messung nicht erneut zu unterbrechen.

Abschließend kann zu dieser Fahrt gesagt werden, dass das Radiometer wesentlich bes-

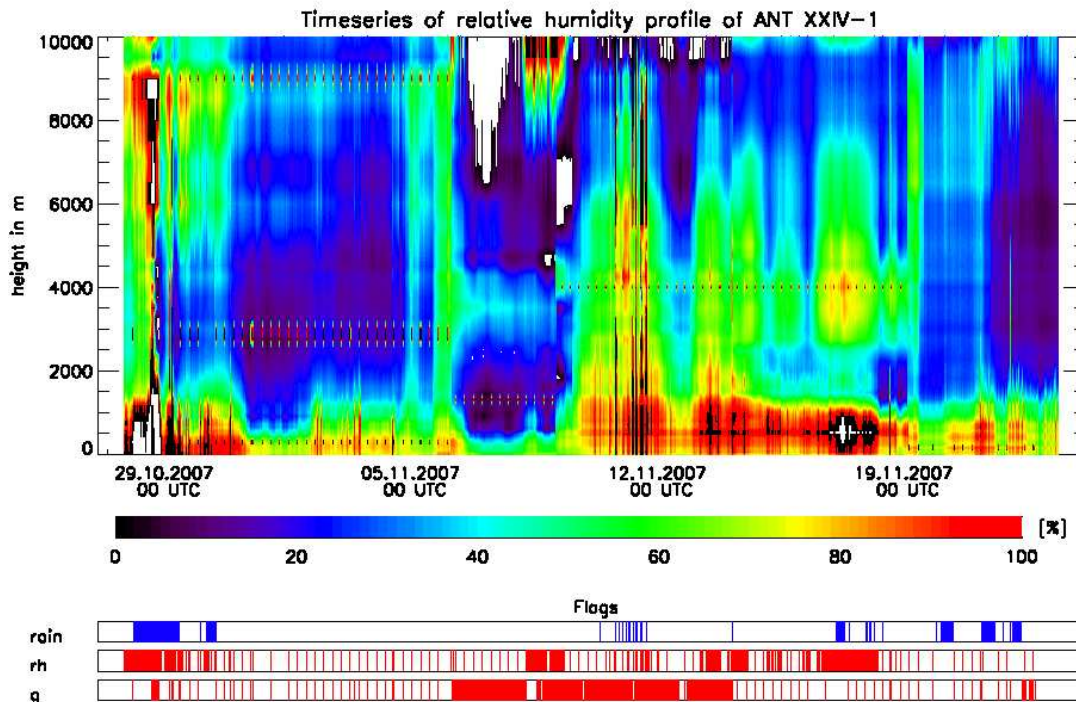


Abbildung 6.9: Zeitserie der Profile der relativen Feuchte der Fahrt ANT XXIV/1

ser funktioniert hat als auf der ersten Fahrt ANT XXIII/10. Durch die Wahl eines geschützteren und einem dem Schiffsschwerpunkt nähergelegenen Platzes zum Eichen des Radiometers ist die Kalibrierung zufriedenstellend verlaufen. Wozu im Gegensatz die Eichversuche auf der Fahrt ANT XXIII/10 auf dem Peildeck im Süd-Ost-Passat nicht gut verlaufen sind.

6.3 Analyse des Staubereignisses während ANT XXIV/1

Hier erfolgt die Analyse des Sahara-Staubausbruchs vom 06.11.2007 bis zum 08.11.2007. Zusätzlich zu den Radiometerdaten werden noch die Aerosol optischen Dicken AOT (engl.: *Aerosol Optical Thickness*) verwendet. Die AOT ist das Integral des Extinktionskoeffizienten von Aerosol über eine vertikale Säule. Gemessen wurde halbstündlich mit einem Microtops Sonnenphotometer [Ichoku et al. (2002)], wenn die Sonne nicht durch Wolken verdeckt war. Die AOTs werden als Zeitreihe mit einer unregelmäßigen Zeitachse in Abbildung 6.12 dargestellt. Die großen Ausreißer in der Zeitreihe entstehen durch die Beeinflussung von Wolken innerhalb der Beobachtungszeit. Zusammen mit der Temperatur (Abbildung 6.13), der relativen Feuchte (Abbildung 6.14), des IWP (Abbildung 6.15) und des LWP (Abbildung 6.16) aus den Radiometermessungen lässt sich das Stau-

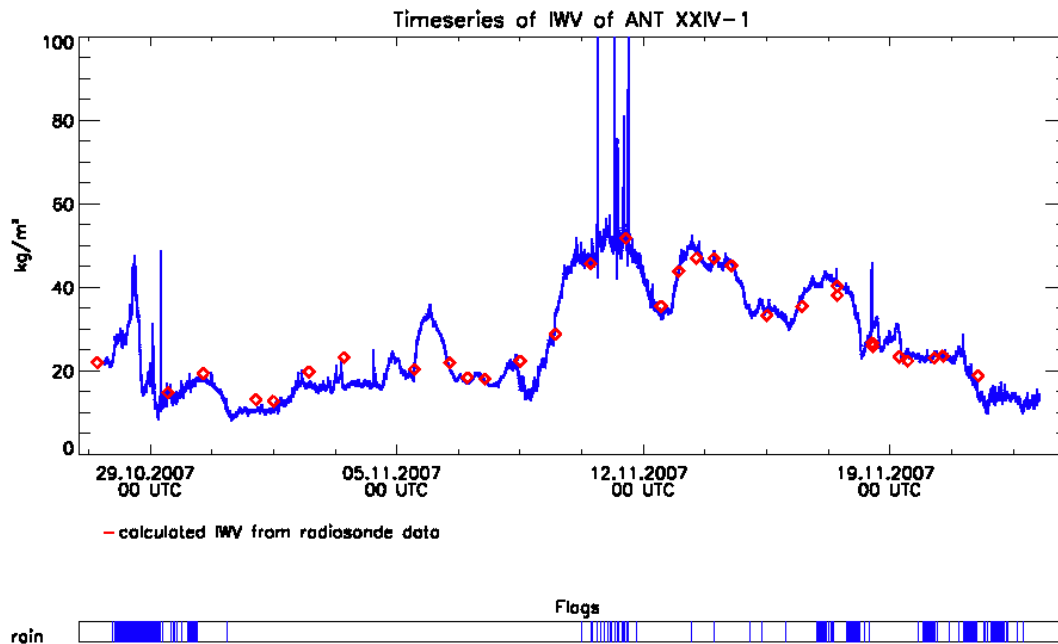


Abbildung 6.10: Zeitserie des integrierten Wasserdampfgehaltes der Fahrt ANT XXIV/1

bereignis wie folgt beschreiben.

Abbildung 6.12 zeigt, dass die optische Dicke am 06.11. signifikant zunimmt und bis zum 09.11. auf einem hohen Niveau von etwa 1 bleibt. Die optische Dicke der unbewölkten und nicht belasteten Atmosphäre liegt für die hier verwendete Referenzwellenlänge bei etwa 0.1. Gleichzeitig ist in der Zeitserie der relativen Feuchte in Abbildung 6.14 erkennbar, dass diese im gleichen Zeitraum auf niedrige Werte abnimmt. Mit dieser Abnahme geht auch die Abnahme des Wasserdampfgehaltes einher. Im LWP-Signal sind in diesem Zeitraum keine mächtigen Wolken erkennbar, allerdings schwanken die unkorrigierten Werte im Bereich von etwa $-50 \frac{\text{g}}{\text{m}^2}$ bis zu etwa $100 \frac{\text{g}}{\text{m}^2}$. Die relative Feuchte besitzt während des Staubereignisses in etwa 1000m bis 1500m ein Minimum, wo gleichzeitig eine stark ausgeprägte Temperaturinversion vorherrscht. Bei dieser Luftmasse handelt es sich um die so genannte *dry Saharan Air Layer*. Sie ist gerade durch sehr trockene Luft und sehr hohe Temperaturen charakterisiert. Diese beiden Charakteristiken konnten während des Fahrabschnittes ANT XXIV/1 beobachtet werden.

Diese Luftmasse führt oftmals auch Staub mit sich, was die Messungen mit dem Sonnenphotometer belegen. Es handelt sich dabei meist um rot-braunen Staub. Dieser Staub konnte als Ablagerung auf dem Schiff und den Messgeräten beobachtet werden. Wird der Staub hoch in die Atmosphäre eingetragen, so kann er teilweise bis nach Amerika

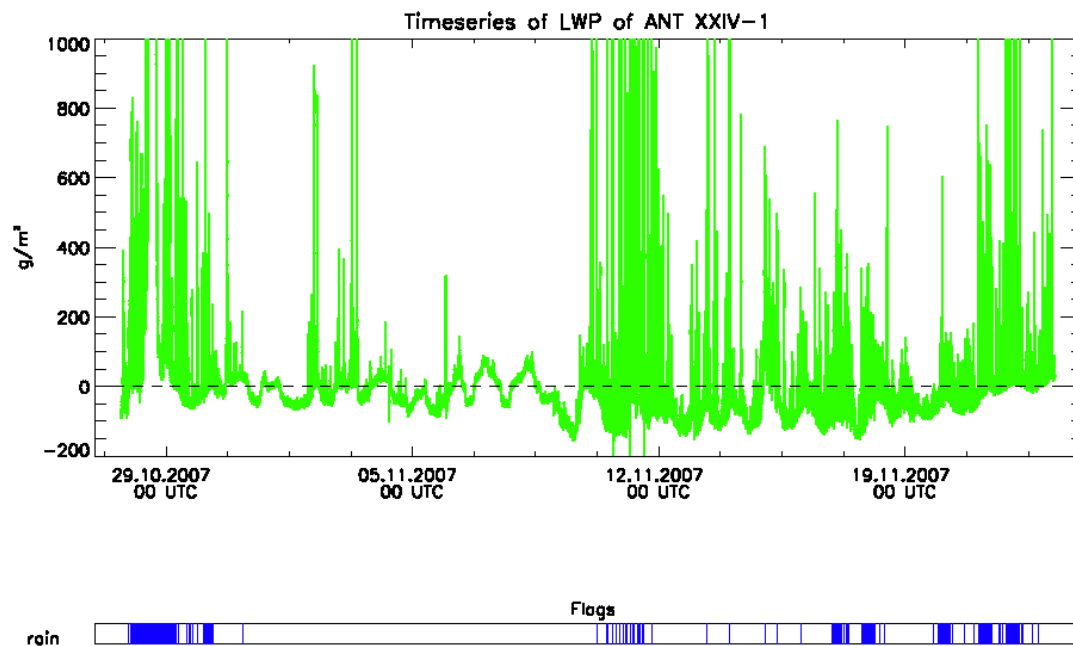


Abbildung 6.11: Zeitserie des integrierten Wolkenflüssigwassers der Fahrt ANT XXIV/1

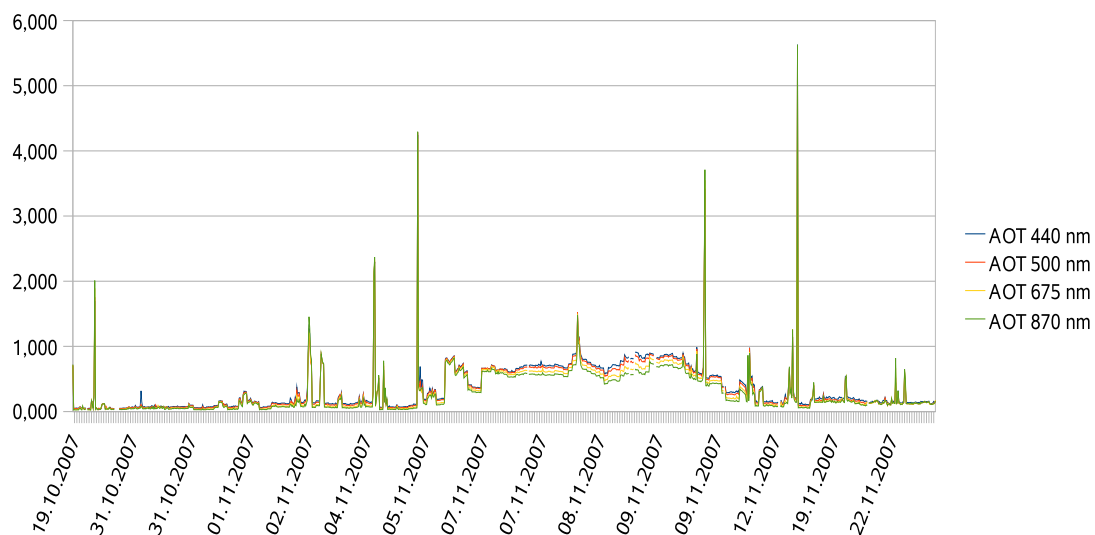


Abbildung 6.12: Aerosol optische Dicke während der Fahrt ANT XXIV/1 für unterschiedliche Wellenlängen

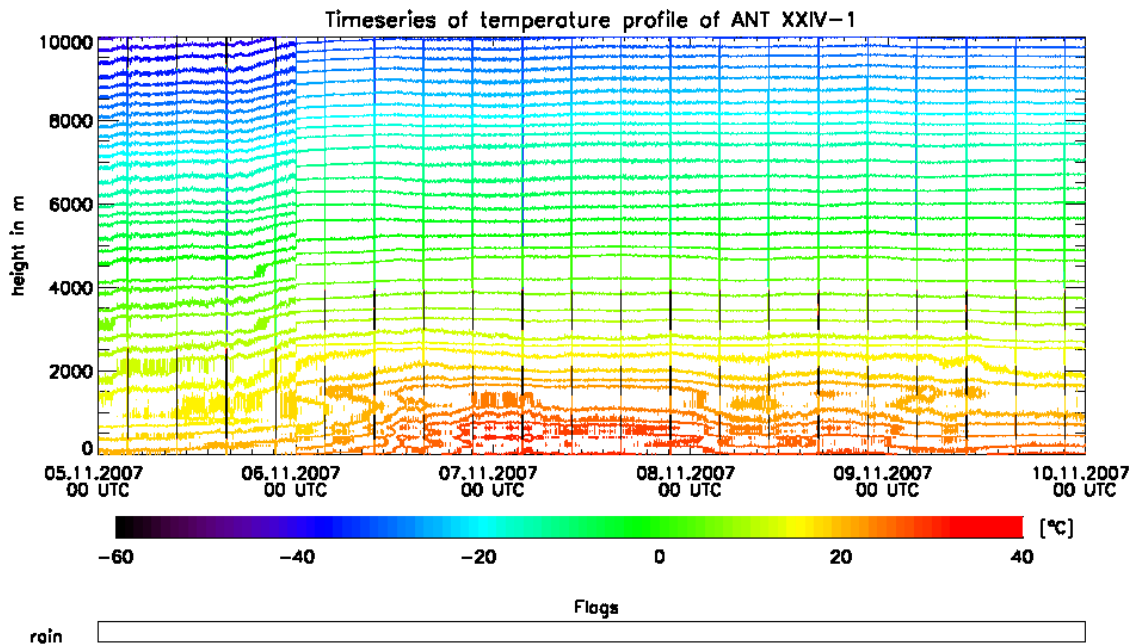


Abbildung 6.13: Zeitserie der Temperatur während des Staubausbruches

transportiert werden. Der Staub hier wurde allerdings in geringer Höhe mitgeführt und wird somit früh in den Atlantischen Ozean vor der Afrikanischen Küste eingetragen, wo er als Grundlage für die Produktion mariner Biomasse dient.

Die Dauer betrug etwa drei Tage. Durch die Messungen mit dem Radiometer konnte die Staubwolke in einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung erfasst werden, was durch die schiffsgestützten Radiosondenaufstiege nicht möglich gewesen wäre.

6.4 Vergleich der Temperatur- und Feuchteprofile mit IASI-Daten

In einem gemeinsamen Projekt mit EUMETSAT wurden während der Polarsternfahrten ANT XXIII/10 und ANT XXIV/1 zusätzliche Radiosondenaufstiege zu den Überflugszeiten des neuen europäischen polumlaufenden Wettersatelliten MetOP durchgeführt. Diese dienen der Validierung der Feuchte- und Temperaturprofile des Interferometers IASI (engl.: *Infrared Atmospheric Sounding Interferometer*) an Bord des Wettersatelliten MetOP. Diese zusätzlichen Radiosondenaufstiege wurden ebenfalls für Vergleiche mit den Radiometerdaten herangezogen. Da Radiosonden mit mehreren Stunden Abstand gestartet werden müssen, können keine hochaufgelösten Zeitreihen erstellt werden. Des

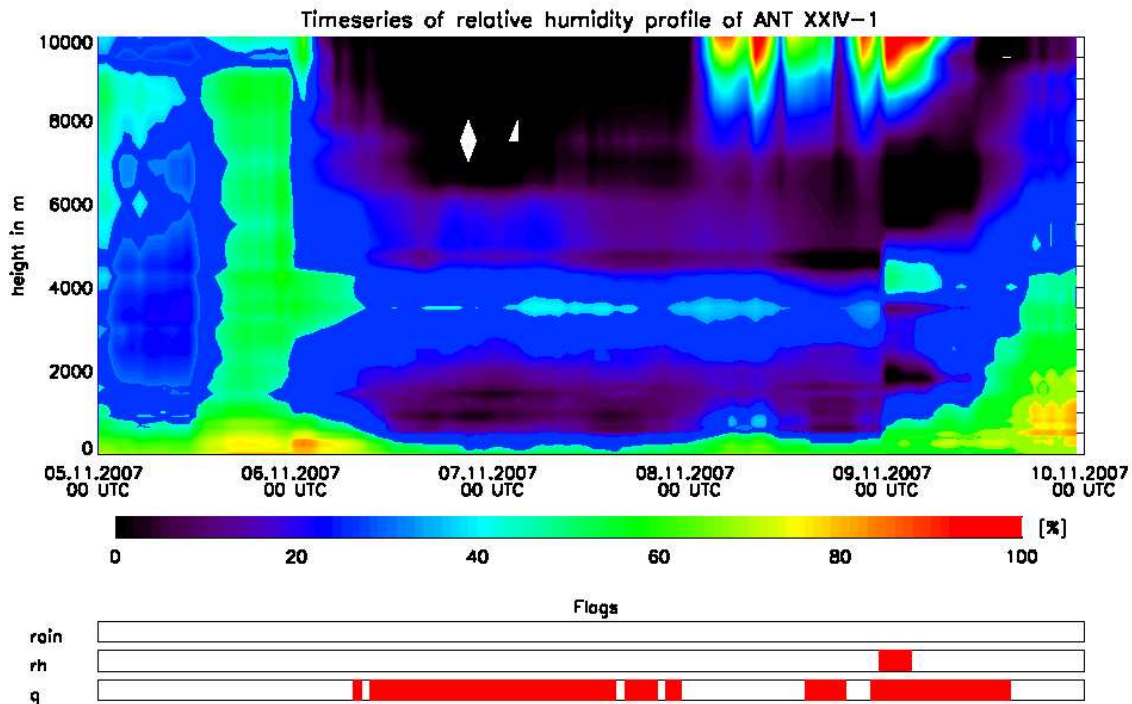


Abbildung 6.14: Zeitserie der relativen Feuchte während des Staubausschusses

Weiteren misst IASI instantan. Um einen Eindruck der atmosphärischen Variabilität zu bekommen, wird die hochaufgelöste Zeitreihe der Temperatur- und Feuchteprofile aus den Radiometermessungen zusätzlich mit in Betracht gezogen. Die Variabilität der Temperatur und der relativen Feuchte ist in Abbildung 5.2 dargestellt. In diesem Abschnitt sollen einige Ergebnisse aus dem laufenden Projekt vorgestellt werden. Die Vergleiche sollen zeigen wie gut der durch Radiosonden gemessene Zustand der Atmosphäre durch das IASI und die Radiometermessungen wiedergegeben werden.

Um die Profile von IASI bis zur Erdoberfläche zu erhalten, muss der Himmel wolkenfrei sein, da es sich bei dem Interferometer um ein Gerät handelt, das im infraroten Bereich des elektromagnetischen Spektrums misst, in dem die Wolken blickdicht sind. Die Funktionsweise von IASI ist in [Cayla (2001)] beschrieben.

In den Abbildungen 6.17 und 6.20 sind die Profile der Radiosonde (rot), des HATPROs (grün) und von IASI (blau) jeweils für Temperatur auf der linken Seite und für die relative Feuchte auf der rechten dargestellt. Die schwarze waagerechte Linie stellt die aus Ceilometerdaten erhaltene Wolkenunterkantenhöhe dar. Mit der spektralen Auflösung des HATPRO können vertikale Informationen über Temperatur und Feuchte bis in eine Höhe von etwa zehn Kilometern erhalten werden. Das ist der Grund, weshalb die Radiometerprofile in den Abbildungen 6.17 und 6.20 in einer gewissen Höhe abbrechen.

Die Abbildungen 6.17 und 6.20 zeigen zwei Beispiele von Vergleichen atmosphärischer

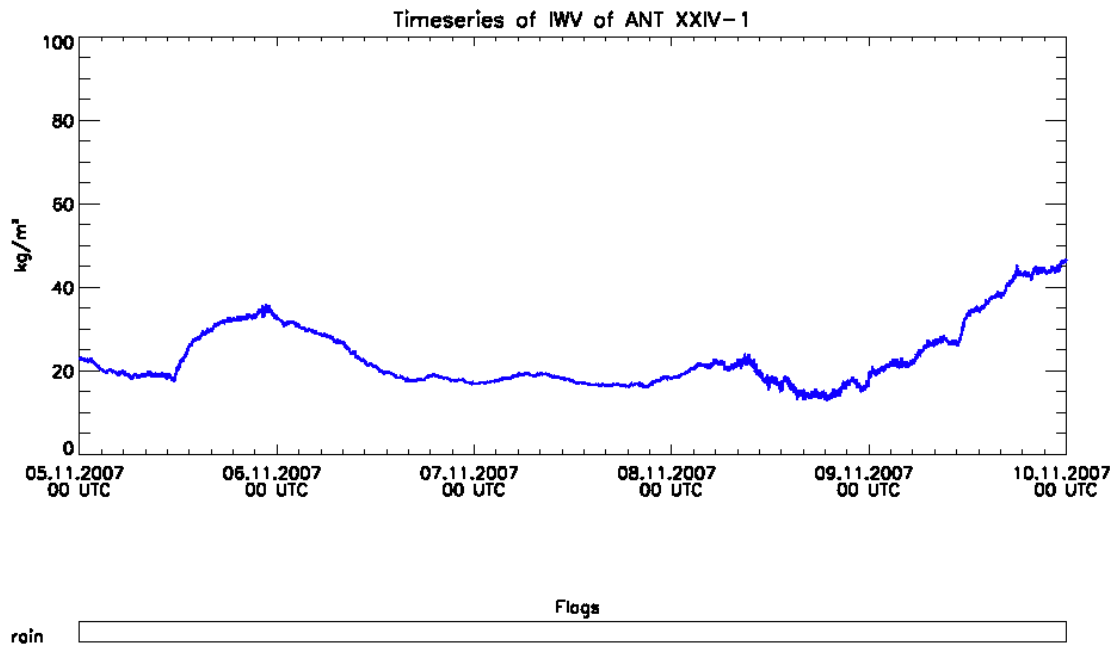


Abbildung 6.15: Zeitserie des IWV während des Staubausraches

Profile von Temperatur (links) und relativer Feuchte (rechts) von IASI (blau), Radiosonde (rot) und Radiometer (grün) aus dem laufenden Projekt zu MetOP-Überflügen. Das erste Beispiel stammt vom 12.11.2007 aus unmittelbarer Äquatornähe. Das Wetter an diesem Tag war durch häufige Schauer dominiert und mächtige tropische Cumulonimbustürme prägten das Himmelsbild. Der hier gezeigte Überflug fand allerdings abends um etwa 21UTC statt, so dass das exakte Himmelsszenario nicht durch ein Wolkenkamerabild belegt werden kann. Das Vorhandensein von Wolken zum Zeitpunkt des Überflugs (rote senkrechte Linie) wird durch das Ceilometer-Rückstreu-Signal in Abbildung 6.18 gezeigt. Des Weiteren lässt sich dies auch anhand der Zeitserie des LWP in Abbildung 6.18 zeigen. Wegen der obengenannten Eigenschaften des IASI weicht das Temperatur- und das Feuchteprofil von dem gemessenen Radiosondenprofil in der unteren Troposphäre ab etwa 600hPa ab. In dieser Höhe lässt sich in der relativen Feuchte im Radiosondenaufstieg eine Wolkenoberkante erahnen. Das HATPRO hingegen gibt den Temperaturverlauf gut wieder. Oberhalb von ca 600hPa wird die Temperaturkurve dann durch IASI und das Radiometer gut wiedergegeben und beide folgen dem Radiosondenprofil bis über die Tropopause hinaus bzw. bis dort hin, wo das HATPRO-Höhengitter an seine obere Grenze stößt. Der hoch variable Verlauf der relativen Feuchte kann nicht durch IASI und auch nicht durch das HATPRO wiedergegeben werden, was zu einem RMS vom 18.66% führt. Die Abweichungen im von IASI gemessenen Temperaturprofil im Bereich unterhalb von

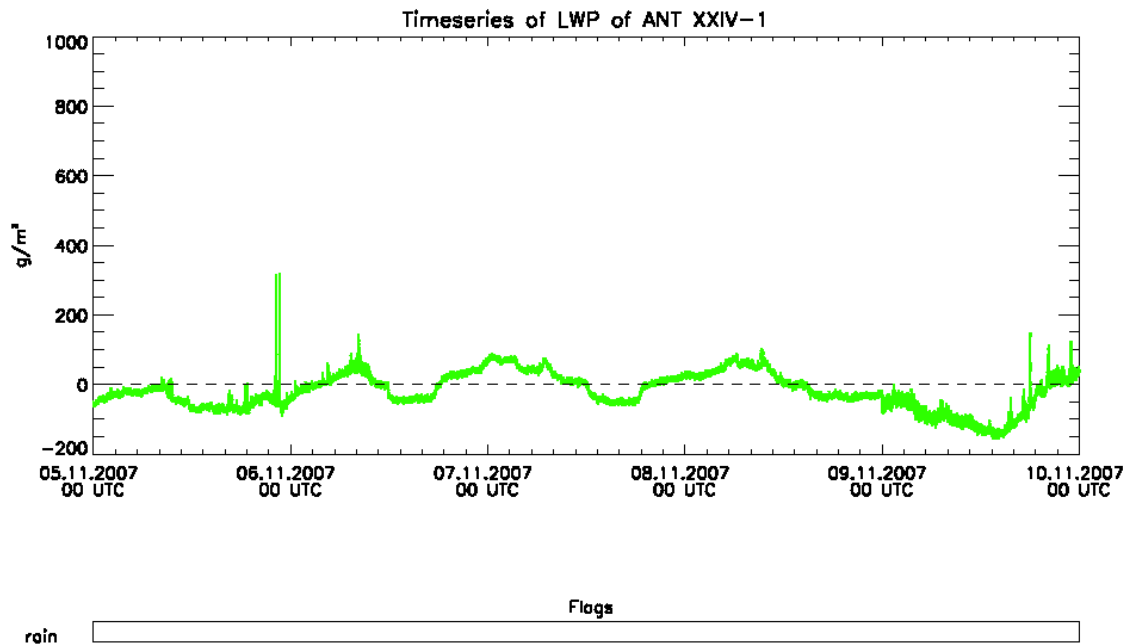


Abbildung 6.16: Zeitserie des LWP während des Staubausschusses

600hPa leisten einen großen Beitrag zum RMS von 3.94K.

Abbildung 6.19 zeigt Streudiagramme der Temperatur (links) und der relativen Feuchte (rechts) der IASI-Daten gegen die Radiosondendaten. Im Falle der Temperatur ist für niedrige Werte eine gute Übereinstimmung mit den Radiosondendaten erkennbar. Hin zu höheren Temperaturen, also in der unteren Troposphäre, sind die Abweichungen auf Grund der Anwesenheit von tiefen Wolken größer. Auch im Streudiagramm der relativen Feuchte ist die Überschätzung durch IASI sichtbar und tritt besonders bei hohen Werten auf. Bei niedrigen Werten relativer Feuchte ist die Abweichung geringer.

Das zweite Beispiel vom 17.11.2007 ist in Abbildung 6.20 dargestellt. Hier ist die Wolkenschicht sehr viel dünner, was sich auch im Wolkenkamerabild (Abbildung 6.21) erkennen lässt, und somit ist auch die Übereinstimmung des IASI-Profiles mit dem Radiosondenprofil bis in die unteren Regionen der Troposphäre gegeben. Die Zeitserie des LWPs (oben) und des Ceilometerrückstreusignals (unten) in Abbildung 6.22 belegen ebenfalls das Vorhandensein von einer dünnen Wolkenschicht zum Zeitpunkt des Überfluges (rote senkrechte Linie) mit einem geringen LWP von etwa $100 \frac{\text{g}}{\text{m}^2}$ und einer Wolkenunterkantenhöhe von etwa 500m aus dem Rückstreusignal. Die Inversion bei etwa 900hPa und ein starker Gradient in der relativen Feuchte in der selben Höhe lassen dort die Wolkenoberkante vermuten. Beides wird auf Grund der geringen vertikalen Auflösung von IASI nicht gesehen.

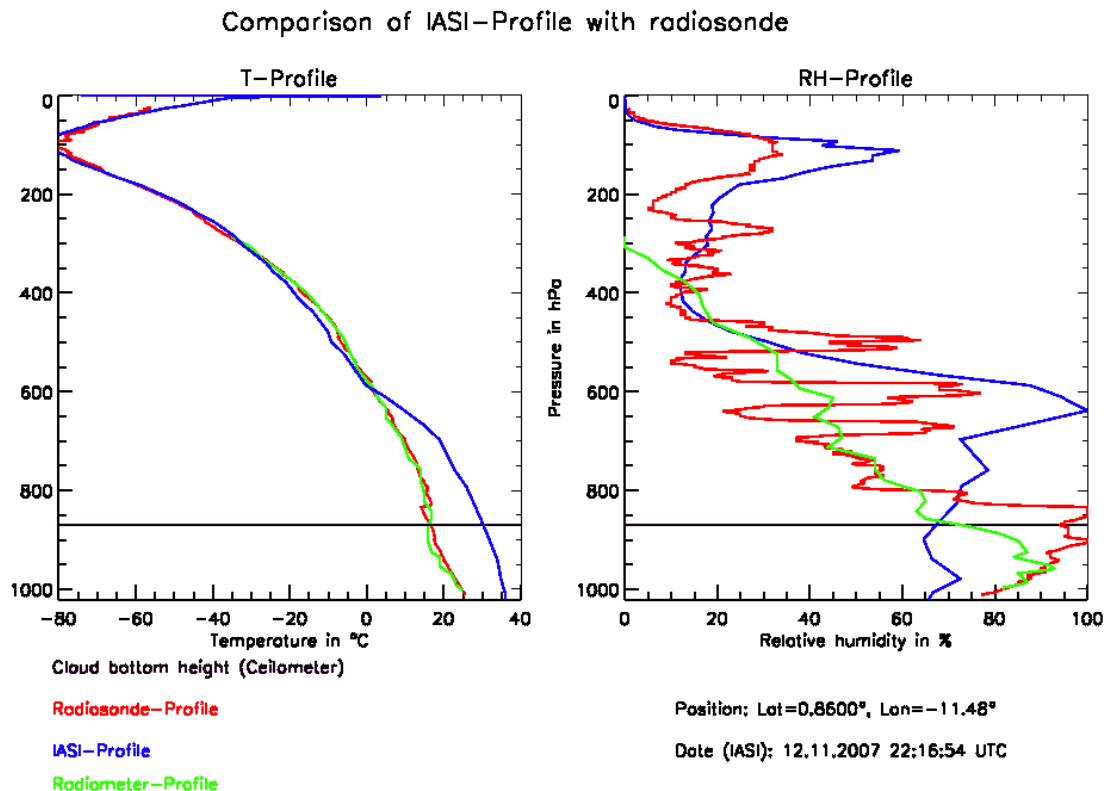


Abbildung 6.17: Vergleich der IASI-Profile von Temperatur (rechts) und relativer Feuchte (links) mit den Radiosonden- und Radiometerprofilen für den 12.11.2007

Hier sind jeweils zwei IASI-Profile vorhanden. IASI misst vier Profile iso genannten *Instantaneous Field of Views* (IFOVs) gleichzeitig. Für den Vergleich mit den Radiosondendaten werden lediglich diejenigen IFOVs verwendet, die zum Einen eine bestimmte Anzahl an fehlenden Messwerten nicht überschreiten und zum Anderen der Startposition der Radiosonde am nächsten sind.

Abbildungen 6.23 und 6.24 zeigen die Streudiagramme für jedes IFOV des zugehörigen MDRs (*engl.: Measurement Definition Record*). Für beide Temperaturprofile ist eine gute Übereinstimmung zum Radiosondenprofil bis hin zur Inversion erkennbar, die sich als Abweichung darstellt. Auch die Abweichungen in den Streudiagrammen der relativen Feuchte sind groß, besonders in dem Bereich oberhalb des starken Gradienten und tragen somit maßgeblich zum RMS von 13.37% bzw. 19.29% bei.

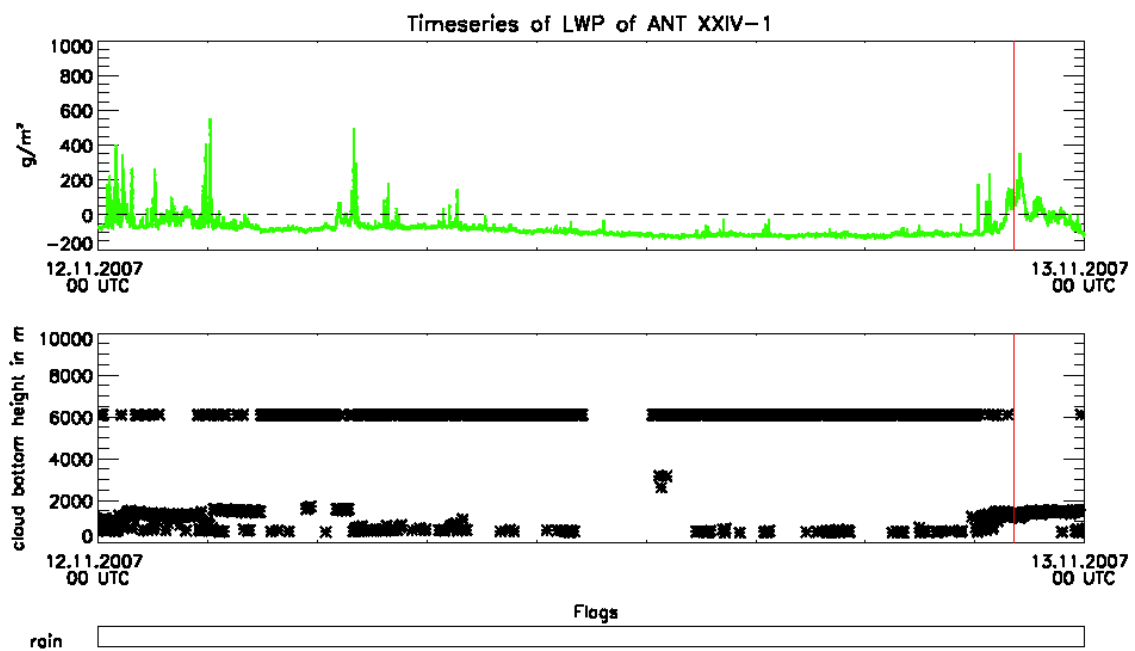


Abbildung 6.18: Zeitserie des LWP (oben) und der Wolkenunterkantenhöhe (unten) vom 12.11.2007 mit dem Zeitpunkt des MetOP-Überflugs (rot)

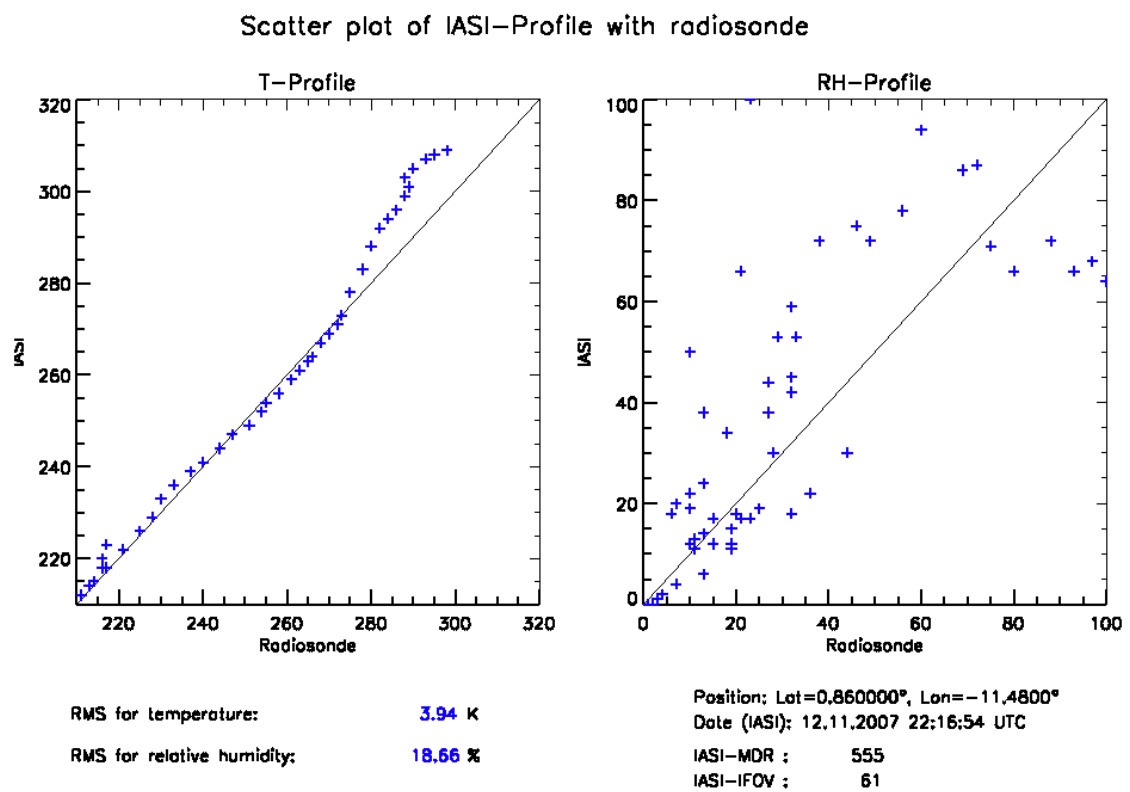


Abbildung 6.19: Streudiagramm der Temperatur und relativen Feuchte aus IASI-Daten gegen Radiosondendaten für den 12.11.2007

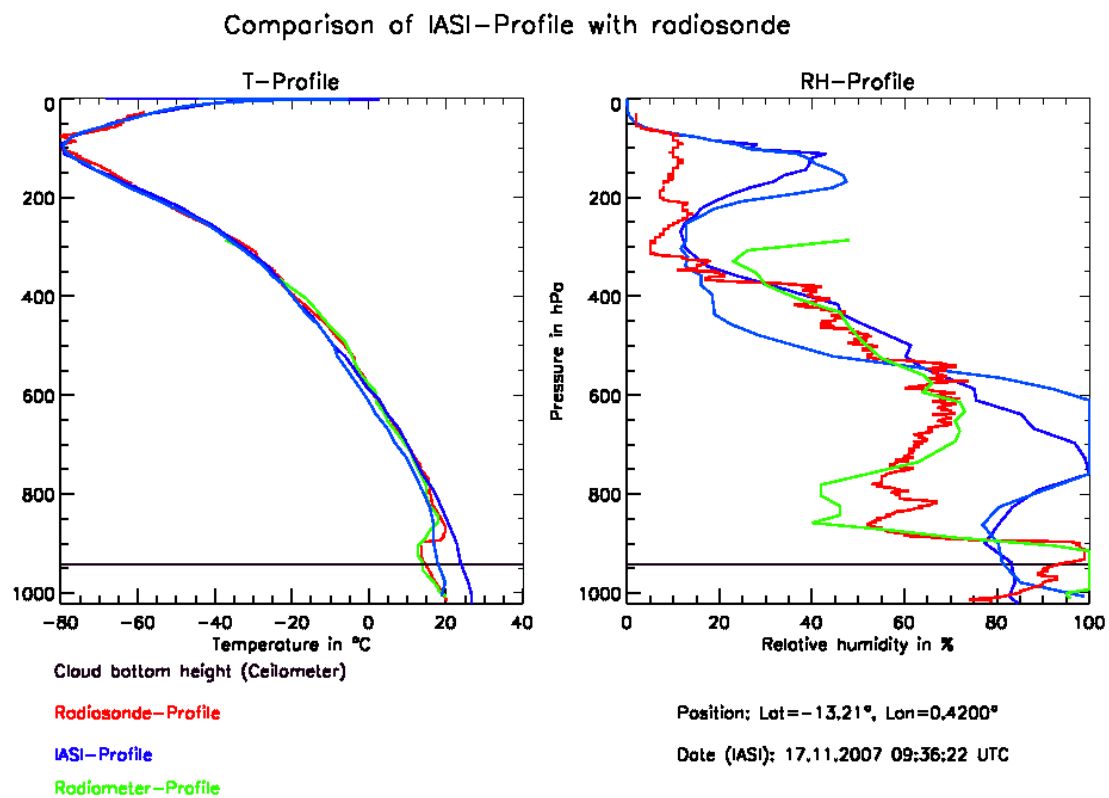


Abbildung 6.20: Vergleich der IASI-Profile von Temperatur (rechts) und relativer Feuchte (links) mit den Radiosonden- und Radiometerprofilen für den 17.11.2007



Abbildung 6.21: Wolkenkamerabild zur Zeit des MetOP-Überfluges am 17.11.2007

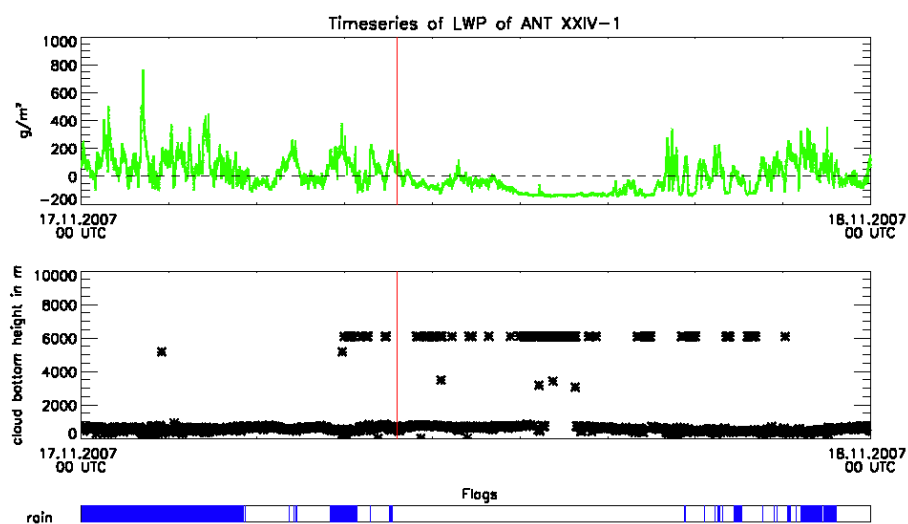


Abbildung 6.22: Zeitserie des LWP (oben) und der Wolkenunterkantenhöhe (unten) vom 17.11.2007 mit dem Zeitpunkt des MetOP-Überfluges (rot)

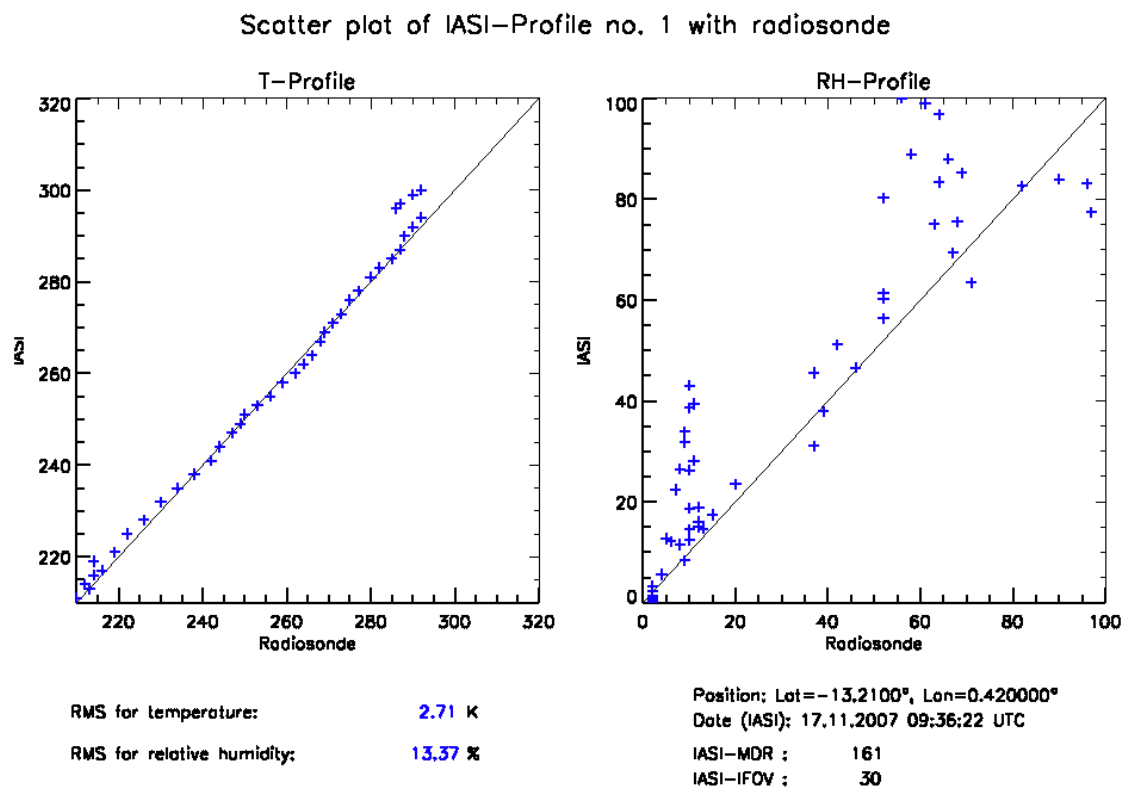


Abbildung 6.23: Streudiagramm der Temperatur und relativen Feuchte aus IASI-Daten gegen Radiosondendaten für den 17.11.2007 für IFOV: 30, MDR: 161

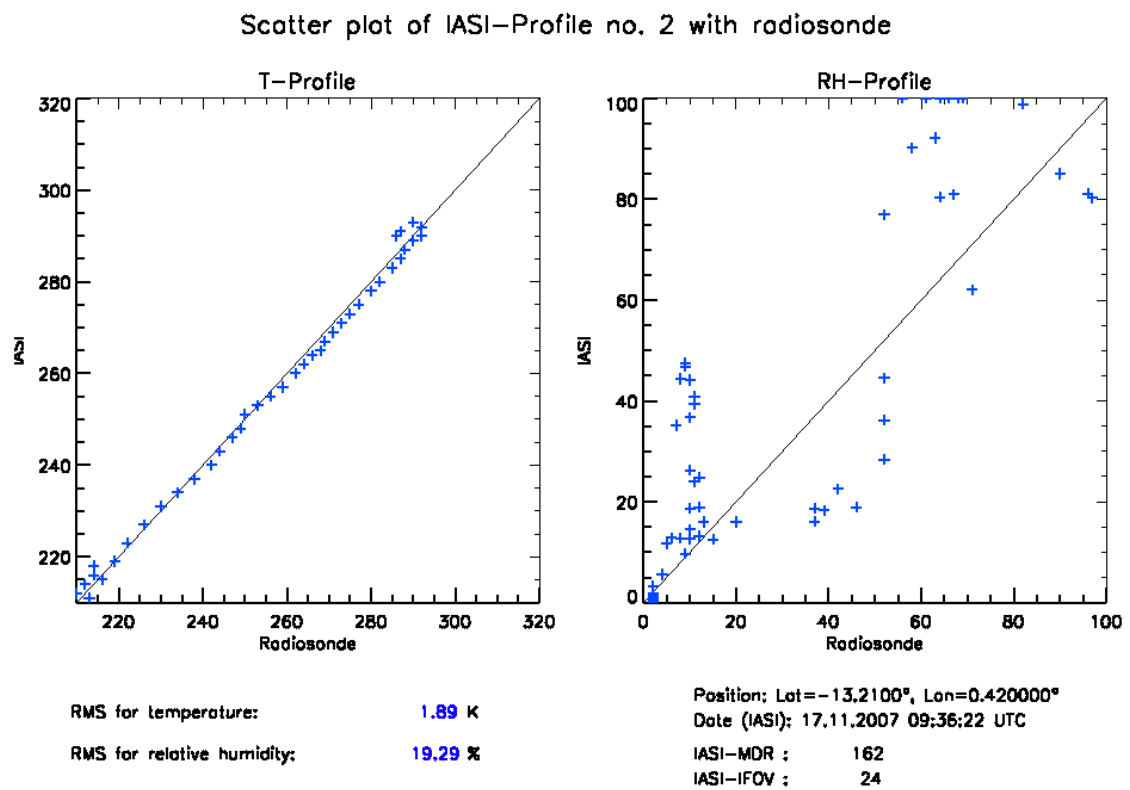


Abbildung 6.24: Streuplot der Temperatur und relativen Feuchte aus IASI-Daten gegen Radiosondendaten für den 17.11.2007 für IFOV: 24, MDR: 162

Kapitel 7

Schlussbetrachtung und Ausblick

Das Mehrkanal-Mikrowellenradiometer HATPRO wurde so, wie es in Kapitel 3 beschrieben worden ist, zum ersten Mal auf einer längeren Seereise im offenen Ozean eingesetzt. Dazu dienten zwei Überführungsfahrten der FS Polarstern von Kapstadt nach Bremerhaven und zurück. Nach technischen Problemen auf der ersten Fahrt erfolgte die zweite Fahrt ohne Probleme und eine komplette Zeitserie der Temperatur- und Feuchteprofile sowie des IWV und LWP konnten entlang der Fahrtroute durch die unterschiedlichen Klimazonen der Erde gemessen werden. Um solche Messungen durchführen zu können, wurden eigens für den schiffsgestützten Betrieb des HATPROs neue Algorithmen für unterschiedliche Regionen erstellt und angewendet. Die Anwendung der neuen Algorithmen zeigt eine Verbesserung im Bereich der Subtropen und Tropen im Vergleich zu den mitgelieferten. Mit einigen Ausnahmen im Bereich der nördlichen Subtropen, wo zu wenig Radiosondenaufstiege vorhanden waren, um die vorherrschenden atmosphärischen Zustände zu repräsentieren. So lieferte der Temperatur-Algorithmus, der für eine Anwendung in den Subtropen und Tropen konzipiert worden war, in den nördlichen Subtropen keine Verbesserung im Vergleich zu dem alten Algorithmus. Die Erstellung neuer Algorithmen für die absolute Feuchte brachte eine Verbesserung mit Ausnahme für die mittleren Breiten, für die die alten Algorithmen übertrainiert sind. Obwohl die Vergleiche der relativen Feuchte schlecht sind, ergibt sich trotzdem eine Annäherung des Radiometerprofiles an das Radiosondenprofil. Diese schlechten Werte für die relative Feuchte stammen aus der Fortpflanzung der Abweichungen der Temperatur- und absoluten Feuchteprofile. Die Ungenauigkeiten in der absoluten Feuchte resultieren aus einer schwachen Änderung des Absorptionskoeffizienten mit der Frequenz. Auch der Betrieb des Radiometers mit verringertem Beobachtungswinkel zur Vermeidung direkter Sonne ist möglich. Allerdings ist ein solcher Betrieb nicht zwingend notwendig, wenn der Einfluss direkter Sonne mit Hilfe anderer Messgeräte nachgewiesen werden kann und die beeinflussten Daten gekennzeichnet werden. Der Ausfall des HATPROs am 23.04. lässt sich nicht eindeutig dem Einfluss direkter Sonne zuordnen. Des Weiteren muss für eine Verringerung des Beobachtungswinkels die laufende Messung unterbrochen werden. Allein eine Beurteilung der LWP-Algorithmen ist mit der hier verwendeten Methode nicht möglich. Auf Grund der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität sind keine

Vergleiche mit Radiosondendaten zulässig. Des Weiteren ist die Berechnung des LWP aus einer einzelnen Radiosonde zu ungenau, um mit den Werten des Radiometers verglichen zu werden. Zur Erstellung der statistischen Algorithmen ist die Genauigkeit des LWP aus Radiosondendaten nicht ausschlaggebend. Zusammenfassend ergeben sich sogar bei der Anwendung der neuen Algorithmen mehr Fälle mit negativen LWP als unter Verwendung der alten. Die Korrektur der LWP-Daten und die weiterführende Untersuchung des LWP sind wichtig für die Fernerkundung des Wolkenflüssigwassers mit dem HATPRO vom Schiff aus. So kann versucht werden anhand der Analyse von Wolkenkamerabildern wolkenfreie Fälle zu identifizieren, um somit eine Abweichung des LWP zu bestimmen. Des Weiteren können wolkenfreie Fälle aus den Radiosondendaten verwendet werden, um so mit den dazugehörigen Strahlungstemperaturen zum Beispiel über eine quadratische Regression Koeffizienten für den wolkenfreien Fall zu bestimmen.

Da in dieser Diplomarbeit die Algorithmen unter Vernachlässigung der Streuung in der Strahlungstransportrechnung erstellt worden sind, bietet sich eine weitere Möglichkeit diese Rechnung unter Berücksichtigung von Streuprozessen durchzuführen. Dazu bietet sich zum Beispiel das Strahlungstransportmodell MWMOD nach [Simmer (1994)] an.

Diese Diplomarbeit hat gezeigt, dass der Einsatz des Radiometers auf einem Schiff möglich ist und sich dadurch zeitlich hoch aufgelöste Atmosphärenschnitte der Temperatur und der Feuchte ebenso wie Verteilungen des IWVs und LWP entlang der Route erstellen lassen. Kann in der Radiometersoftware noch eine automatische Umschaltung der Algorithmen für unterschiedliche Regionen berücksichtigt werden, wäre es sogar möglich das Gerät autonom auf einer Messplattform zu betreiben, allerdings nur wenn eine notwendige regelmäßige Reinigung der Sensoren sowie des Radoms erfolgt. In Synergie mit anderen Messgeräten wie einer Wolkenkamera, einem Ceilometer und Infrarotradiometern lassen sich Wolkenparameter messen und ermöglichen so bei einer hinreichend großen Klimatologie eine Erstellung eines Wolkenatlasses, wo jedem Wolkentyp seine spezifischen Eigenschaften wie zum Beispiel LWP, Wolkenunterkantenhöhe und -temperatur und Strahlungseigenschaften zugeordnet sind. Aus solch einer Klimatologie ließen sich dann neue Wolkenparametrisierungen für Klimamodelle erstellen.

Auch der Betrieb mehrerer HATPROs in einem Netzwerk ist möglich [Rose et al. (2005)] und liefert sowohl zeitlich als auch räumlich hochaufgelöste Temperatur- und Feuchteprofile und IWV- und LWP-Zeitreihen. Ein Netzwerk aus mehreren unterschiedlichen Radiometern ist bereits in [Crewell et al. (2002)] innerhalb des europäischen Projekts *BALTEX Cloud Liquid Water Network* betrieben worden.

Anhang A

Abkürzungen

ANT XXIII/10	Fahrtabschnitt der FS Polarstern vom 12.04. bis zum 04.05.2007 von Kapstadt nach Bremerhaven
ANT XXIV/1	Fahrtabschnitt der FS Polarstern vom 26.10. bis zum 26.11.2007 von Bremerhaven nach Kapstadt
AOT	Aerosol optische Dicke, ein Maß für die Trübung der Atmosphäre durch Aerosol (engl.: Aerosol Optical Thickness)
Ceilometer	Messgerät zur Bestimmung der Wolkenunterkantenhöhe mittels eines Lasers, der im nahen Infrarot misst
EUMETSAT	Europäische Organisation zur Nutzung von Wettersatelliten (engl.: European Organisation for the Exploitation of Meteorological satellites)
HATPRO	Typ des Radiometers (Humidity And Temperature PROfiler)
IASI	Infrarot Interferometer auf dem Satelliten MetOP (engl.: Infrared Atmospheric Sounding Interferometer)
IFM-GEOMAR	Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel
IFOV	Sichtfeld des IASI (engl.: Instantaneous Field Of View)
IR	Infraroter Wellenlängenbereich
ITCZ	Intertropische Konvergenzzone (engl.: Intertropical Convergence Zone)
IWV	Gesamtwasserdampfgehalt einer atmosphärischen Säule (engl.: Integrated Water Vapor)
KNMI	Niederländischer Wetterdienst (nl.: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut)
LWC	Flüssigwassergehalt einer Wolke (engl.: Liquid Water Content)
LWP	über eine Wolkensäule integriertes Wolkenflüssigwasser (engl.: Liquid Water Path)
MetOP	europäischer polumlaufender Wettersatellit
MPM87	Mikrowellenausbreitungsmodell nach [Liebe (1987)] (engl.: millimeter-wave propagation model)

MPM93	Mikrowellenausbreitungsmodell nach [Liebe et al. (1993)] (engl.: millimeter-wave propagation model)
MW	Mikrowellenbereich
Neper	Np, SI-kohärente normierte Hilfsmaßeinheit $1 \text{ Np} = \frac{20}{\ln 10} \text{ dB} \approx 8.686 \text{ dB}$
Pyranometer	misst die Globalstrahlung aus dem Halbraum
Pyrgeometer	misst die langwellige Einstrahlung
Retrieval	Inversionsverfahren
SAL	Trockene Luftmasse aus der Sahara, transportiert oft Staub (engl.: Saharan Air Layer)
UV	Ultravioletter Wellenlängenbereich
VIS	Wellenlängenbereich des sichtbaren Licht (engl.: visible)

Abbildungsverzeichnis

1	Das Mehr-Kanal Mikrowellenradiometer HATPRO an Bord der FS Polarstern	v
1.1	Zonal gemittelte Schnitte der Temperatur in °C (a) und der kinetischen Energie in $\frac{\text{m}^2}{\text{s}^2}$ (b), aus [Peixóto und Ort (1984)]	3
1.2	Zonal gemittelte Schnitte der spezifischen Feuchte in $\frac{\text{g}}{\text{kg}}$ (a) und des Flusses des Gesamtwassergehaltes (gasförmig + flüssig + fest) in $10^8 \frac{\text{kg}}{\text{s}}$ (b), aus [Peixóto und Ort (1984)]	4
2.1	Molekulare Struktur ausgewählter Moleküle	8
2.2	Verteilung der Doppler- und Druckverbreiterung, nach [Petty (2006)] . . .	12
3.1	Skizze des inneren Aufbaus des Radiometers, aus [Rose und Czekala (2008)]	16
3.2	Extinktionskurve von O ₂ (orange), H ₂ O (grün), Wolken (cyan) und der Atmosphäre (schwarz) im Bereich bis 100GHz, aus [Rose und Czekala (2008)]	18
4.1	Zeitreihe des IWV vom 23.04.2007 gemessen während ANT XXIII/10 . . .	23
4.2	Zeitreihe des LWP vom 23.04.2007 gemessen während ANT XXIII/10 . . .	23
4.3	Wolkenkamerabild am 23.04.2007 um 12:28	24
4.4	Verteilung der Temperatur (links) und der absoluten Feuchte (rechts) in Oberflächennähe, berechnet aus Radiosondendaten von Polarstern (schwarze Rauten) und ausgewählten Inseln (grüne Pluszeichen)	24
4.5	Vergleich der Temperatur- (links) und Feuchteprofile (rechts) des alten Retrieval mit einem Radiosondenaufstieg	25
4.6	Verteilung der zusätzlichen Inselstationen im Atlantik sowie zwei im Indischen Ozean	26
4.7	Höhe der Tropopause (links) und Gesamtwasserdampfgehalt einer atmosphärischen Säule (rechts), beides berechnet aus Radiosondendaten (schwarze Rauten und rote Dreiecke stellen Aufstiege von Bord der FS Polarstern dar und grüne Pluszeichen stehen für Aufstiege von Inselstationen), grüne und blaue senkrechte Linien kennzeichnen die Begrenzung der Gültigkeitsbereiche	27
4.8	Strahlengang abwärts gerichteter Strahlung durch die Atmosphäre	31

4.9	Spektrale Strahlungstemperaturen TB der Wasserdampflinie (rechts) und der Sauerstofflinie (links) für eine trockene Atmosphäre (oben) und einen wolkenfreien Fall (unten)	39
4.10	Spektrale Strahlungstemperaturen TB der Wasserdampflinie (rechts) und der Sauerstofflinie (links) für eine dünne (oben) und eine etwas dickere Wolke (unten)	40
4.11	Spektrale Strahlungstemperaturen TB der Wasserdampflinie (rechts) und der Sauerstofflinie (links) für eine dickere Wolke (oben) und eine noch dickere Wolke (unten)	41
4.12	Spektrale Strahlungstemperaturen TB der Wasserdampflinie (rechts) und der Sauerstofflinie (links) für eine sehr dicke Wolke mit Möglichkeit von Niederschlag (oben) und einen Fall von Niederschlag (unten)	42
4.13	Streudiagramme für den resultierenden IWV gegen den aus den Testdaten, für die unterschiedlichen Breiteneinteilungen von oben links nach unten rechts: 20°N bis 60°N und 90° Elevation, 10°N bis 20°N und 70° Elevation, 10°N bis 20°N und 90° Elevation, 5°S bis 10°N und 70° Elevation, 5°S bis 10°N und 90° Elevation, 20°S bis 5°S und 70° Elevation, 20°S bis 5°S und 90° Elevation, 60°S bis 20°S und 70° Elevation, 60°S bis 20°S und 90° Elevation	45
4.14	Streudiagramme für den resultierenden LWP gegen den aus den Testdaten, für die unterschiedlichen Breiteneinteilungen von oben links nach unten rechts: 20°N bis 60°N und 90° Elevation, 10°N bis 20°N und 70° Elevation, 10°N bis 20°N und 90° Elevation, 5°S bis 10°N und 70° Elevation, 5°S bis 10°N und 90° Elevation, 20°S bis 5°S und 70° Elevation, 20°S bis 5°S und 90° Elevation, 60°S bis 20°S und 70° Elevation, 60°S bis 20°S und 90° Elevation	46
4.15	Profile des RMS der unterschiedlichen Temperaturalgorithmen (links) und der unterschiedlichen Algorithmen der absoluten Feuchte (rechts)	47
5.1	Vergleich der Temperatur- und Feuchteprofile zwischen altem und neuem Algorithmus und Radiosondenaufstieg vom 16.11.2007	50
5.2	Zeitliche Entwicklung der vertikal gemittelten Werte für Temperatur (oben) und relative Feuchte (unten)	50
5.3	Streuplot für Temperatur (oben links), relative Feuchte (oben rechts) und absolute Feuchte (unten links) und RMS für die Profile	51
5.4	Differenz zwischen altem Algorithmus und Radiosonde (blau) und neuem und Radiosonde (grün) für Temperatur (links) und relative Feuchte (rechts)	52
5.5	Vergleich der RMS für die Temperatur (oben), die relative Feuchte (mitte) und die absolute Feuchte (unten) für den alten (blau) und die neuen Algorithmen (rot)	53
5.6	Vergleich des IWV berechnet aus den neuen Retrieval (grün), den alten (blau) und aus Radiosondenaufstiegen (rot)	55

6.1	Kursplot der Fahrt ANT XXIII/10	58
6.2	Technische Zeichnung des oberen (vorne) und unteren (Mitte) Peildecks, aus [El Naggar et al. (2006)]. Das X markiert die Position des HATPROs. . .	59
6.3	Zeitreihe der Temperatur während der Fahrt ANT XXIII/10	60
6.4	Zeitreihe der relativen Feuchten während der Fahrt ANT XXIII/10	61
6.5	Zeitreihe des IWV während der Fahrt ANT XXIII/10	62
6.6	Zeitreihe des LWP während der Fahrt ANT XXIII/10	63
6.7	Kursplot der Fahrt ANT XXIV/1	64
6.8	Zeitreihe der Temperaturprofile während der Fahrt ANT XXIV/1	65
6.9	Zeitreihe der Profile der relativen Feuchte der Fahrt ANT XXIV/1	66
6.10	Zeitreihe des integrierten Wasserdampfgehaltes der Fahrt ANT XXIV/1 . .	67
6.11	Zeitreihe des integrierten Wolkenflüssigwassers der Fahrt ANT XXIV/1 . .	68
6.12	Aerosol optische Dicke während der Fahrt ANT XXIV/1 für unterschiedliche Wellenlängen	68
6.13	Zeitreihe der Temperatur während des Staubausschlages	69
6.14	Zeitreihe der relativen Feuchte während des Staubausschlages	70
6.15	Zeitreihe des IWV während des Staubausschlages	71
6.16	Zeitreihe des LWP während des Staubausschlages	72
6.17	Vergleich der IASI-Profile von Temperatur (rechts) und relativer Feuchte (links) mit den Radiosonden- und Radiometerprofilen für den 12.11.2007 .	73
6.18	Zeitreihe des LWP (oben) und der Wolkenunterkantenhöhe (unten) vom 12.11.2007 mit dem Zeitpunkt des MetOP-Überfluges (rot)	74
6.19	Streudiagramm der Temperatur und relativen Feuchte aus IASI-Daten gegen Radiosondendaten für den 12.11.2007	75
6.20	Vergleich der IASI-Profile von Temperatur (rechts) und relativer Feuchte (links) mit den Radiosonden- und Radiometerprofilen für den 17.11.2007 .	76
6.21	Wolkenkamerabild zur Zeit des MetOP-Überfluges am 17.11.2007	77
6.22	Zeitreihe des LWP (oben) und der Wolkenunterkantenhöhe (unten) vom 17.11.2007 mit dem Zeitpunkt des MetOP-Überfluges (rot)	77
6.23	Streudiagramm der Temperatur und relativen Feuchte aus IASI-Daten gegen Radiosondendaten für den 17.11.2007 für IFOV: 30, MDR: 161	78
6.24	Streuplot der Temperatur und relativen Feuchte aus IASI-Daten gegen Radiosondendaten für den 17.11.2007 für IFOV: 24, MDR: 162	79

Tabellenverzeichnis

2.1	Spektralbereich der elektromagnetischen Wellen und deren Anteile in der solaren Strahlung, nach [Petty (2006)]	5
2.2	Übergänge im elektromagnetischen Spektrum, nach [Petty (2006)]	8
2.3	Struktur einiger Moleküle und ihrer Trägheitsmomente, nach [Petty (2006)]	9
3.1	HATPRO-Frequenzen für die Feuchte- und Temperaturprofilierung, sowie für die Bestimmung von IWV und LWP	17
4.1	Zusammensetzung der trockenen Luft, nach [Ulaby et al. (1981)]	32
4.2	Werte, um das radiometrische Rauschen zu berücksichtigen	43
5.1	Zuordnung der einzelnen Algorithmen zu den Aufstiegen	52

Literaturverzeichnis

- Askne, J. und Westwater, E., 1986. A review of ground-based remote sensing of temperature and moisture by passive microwave radiometers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 24, 340–352.
- Becker, G. E. und Autler, S. H., 1946. Water vapor absorption of electromagnetic radiation in the centimeter wave-length range. *Physical Review*, 70(5 and 6), 300–307.
- Cayla, F., 2001. The interferometer IASI, a new high resolution satellite sounder. *Meteorologie*, 32, 22–39.
- Crewell, S., Czekala, H., Löhnert, U., Simmer, C., Rose, T., Zimmermann, R., und Zimmermann, R., 2001. Microwave radiometer for cloud cartography: a 22-channel ground-based microwave radiometer for atmospheric research. *Radio Science*, 36(4), 621–638.
- Crewell, S., Drusch, M., van Meijgaard, E., und van Lammeren, A., 2002. Cloud observations and modeling within the European BALTEX cloud liquid water network. *Boreal Environment Research*, 7, 235–245.
- Crewell, S. und Löhnert, U., 2003. Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 2. Sensor accuracy and synergy. *Radio Science*, 38(3), MAR 7–1 – MAR 7–10.
- Crewell, S. und Löhnert, U., 2006. Accuracy of boundary layer temperature profiles retrieved with multi-frequency, multi-angle microwave radiometry. Special Issue on Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications.
- Crewell, S., Löhnert, U., und Rose, T., 2006. Synergetic algorithms for temperature and humidity profiling based on ground-based microwave measurements.
- Dagg, I. R., Reesor, G. E., und Urbaniak, J. L., 1975. Collision induced absorption in N₂, CO₂ and H₂ at 2.3cm⁻¹. *Can. J. Phys.*, 71, 1764–1776.
- Debye, P., 1929. *Polare Molekeln*. Hirzel, Leipzig.
- El Naggar, S., Fahrbach, E., und Wagner, E., 2006. *Handbuch FS Polarstern*. AWI, Bremerhaven und Reederei F. Laeisz (Bremerhaven) GmbH.
- Frenkel, L. und D. Woods, 1966. The microwave absorption by H₂O vapor and its mixtures with other gases between 100 and 300 Gc/s. *Proc. IEEE*, 54(4), 498–505.

- Goody, R. M. und Yung, Y. L., 1989. *Atmospheric radiation: theoretical basis*. Oxford University Press, New York.
- Gross, E. P., 1955. Shape of collision broadened spectral lines. *Phys. Rev.*, 97, 395–403.
- Hall, J. T., 1967. Attenuation of millimeter wavelength radiation by gaseous water. *Applied Optics*, 6, 1391–1398.
- Hauschildt, H., 2006. *Atmospheric Liquid Water and Water Vapour under All-Sky Conditions*. Doktorarbeit, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Ho, W., Kaufmann, I. A., und Thaddeus, P., 1966. Laboratory measurement of microwave absorption in models of the atmosphere of Venus. *J. Geophys. Res.*, 71, 5091–5108.
- Ichoku, C., Levy, R., Kaufman, Y., Remer, L., Li, R., Martins, V., Holben, B., Abuhassan, N., Slutsker, I., Eck, T., und Pietras, C., 2002. Analysis of the performance characteristics of the five-channel Microtops II Sun photometer for measuring aerosol optical thickness and precipitable water vapor. *Journal of Geophysical Research*, 107(D13), AAC 5–1 – AAC 5–17.
- Karstens, U., Simmer, C., und Ruprecht, E., 1994. Remote sensing of cloud liquid water. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54, 157–171.
- Kidder, S. Q. und Vonder Haar, T. H., 1995. *Satellite Meteorology*. Academic Press, San Diego.
- Liebe, H. J., 1984. The atmospheric water vapor continuum below 300 GHz. *Int. J. Infrared Millimeter Waves*, 5, 207–227.
- Liebe, H. J., 1985. An updated model for millimeter wave propagation in moist air. *Radio Sci.*, 20, 1069–1089.
- Liebe, H. J., 1987. A contribution to modeling atmospheric millimeter wave properties. *Frequenz*, 41, 31–36.
- Liebe, H. J., 1989. MPM - An atmospheric millimeter-wave propagation model. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, 10(6), 631–650.
- Liebe, H. J. und Dillon, T. A., 1969. Accurate foreign gas broadening parameters of the 22 GHz H₂O line from refraction spectroscopy. *J. Chem. Phys.*, Seiten 727–732.
- Liebe, H. J., Hufford, G. A., und Cotton, M. G., 1993. Propagation modeling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000 GHz. AGARD Meeting on 'Atmospheric propagation effects through natural and man-made obscurants for visible to mm-wave radiation'.

- Liebe, H. J., Hufford, G. A., und Manabe, T., 1991. A model for the complex permittivity of water at frequencies below 1THz. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, 12(7), 659–675.
- Liebe, H. J., Manabe, T., und Hufford, G., 1989. Millimeter-wave attenuation and delay rates due to fog/cloud conditions. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 37, 1617–1623.
- Liebe, H. J., Rosenkranz, P. W., und Hufford, G. A., 1992. Atmospheric 60-GHz oxygen spectrum: New laboratory measurements and line parameters. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 48(5/6), 629–643.
- Liebe, H. J., Thompson Jr., M. C., und Dillon, T. A., 1969. Dispersion studies of the 22 GHz water vapor line shape. *J. Quant. Spectr. Radiative Transfer*, 9, 31–47.
- Liou, K.-N., 1980. *An Introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, New York.
- Löhnert, U. und Crewell, S., 2003. Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry. *Radio Science*, 38(3), MAR 6–1 – MAR 6–11.
- Löhnert, U., Crewell, S., und Simmer, C., 2004. An integrated approach toward retrieving physically consistent profiles of temperature, humidity, and cloud liquid water. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 1295–1307.
- Manabe, T., Debolt, R. O., und Liebe, H. J., 1989. Moist-air attenuation at 96 GHz over a 21-km line-of-sight path. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 37(2), 262–266.
- Peixóto, J. P. und Oort, A. H., 1984. Physics of Climate. *Reviews of Modern Physics*, 56(3), 365–429.
- Peixoto, J. P. und Oort, A. H., 1992. *Physics of Climate*. AIP Press, New York.
- Petty, G. W., 2006. *A First Course in Atmospheric Radiation*. Sundog Publishing, Madison.
- Rose, T., Crewell, S., Löhnert, U., und Simmer, C., 2005. A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmospheric Research*, 75, 183–200.
- Rose, T. und Czekala, H., 2008. *RPG-HATPRO, RPG-TEMPRO, RPG-HUMPRO, RPG-LHUMPRO, RPG-LHATPRO Humidity and Temperature Profilers*. Radiometer Physics GmbH, Meckenheim.
- Rosenkranz, P. W., 1975. Shape of the 5 mm oxygen band in the atmosphere. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 12, 498–506.
- Rosenkranz, P. W., 1993. *Absorption of microwaves by atmospheric gases*, chapter 2, Seiten 37–90. John Wiley and Sons Inc, New York.
- Rosenkranz, P. W., 1998. Water vapor continuum absorption: A comparison of measurements and models. *Radio Science*, 33(4), 919–928.

- Simmer, C., 1994. *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Verlag Dr. Kovac, Hamburg.
- Solheim, F., Godwin, J., und Ware, R., 1998. Passive ground-based remote sensing of atmospheric temperature, water vapor, and cloud liquid water profiles by a frequency synthesized microwave radiometer. *Meteorologische Zeitschrift*, 7, 370–376.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., und Fung, A. K., 1981. *Microwave remote sensing volume 1*. Artech House, Norwood.
- van Vleck, J. H. und Weisskopf, V. F., 1945. On the shape of collision-broadened line. *Reviews of Modern Physics*, 17(2/3), 227–236.
- Westwater, E., 1965. Ground-based passive probing using the microwave spectrum of oxygen. *Radio Science*, 69.
- Westwater, E., 1978. The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry. *Radio Science*, 13(4), 677–685.
- Westwater, E., Crewell, S., und Mätzler, C., 2005. Surface-based microwave and millimeter wave radiometric remote sensing of the troposphere: a tutorial. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Society Newsletter*, Seiten 16–33.
- Westwater, E., Han, Y., Irisov, V., Leuskiy, V., Kadygrov, E., und Viazankin, S., 1999. Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison experiments. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 805–818.
- Zhevakin, S. A. und Naumov, A. P., 1963. On the absorption coefficient of electromagnetic waves by water vapor in the 10mm to 2cm band. *Izv. Vysshikh Uchebn. Zavedenii, Radiofiz.*, 6, 674–695.
- Zhevakin, S. A. und Naumov, A. P., 1967. Refraction of millimeter and submillimeter radiowaves in atmospheric oxygen. *Radio Engng. Electronic Phys.*, 12, 885–894, 1067–1076.

Danksagung

Mein Dank gilt allen, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben.

Herrn Prof. Dr. A. Macke danke ich vielmals für die Vergabe des Themas, die Betreuung der Arbeit sowie die sehr gute Arbeitsatmosphäre und die Ermöglichung der Teilnahme an den Forschungsfahrten.

Der Arbeitsgruppe Wolken und Strahlung danke ich für die zahlreichen Tipps und Anregungen sowie für die netten Arbeitsgruppentreffen.

Besonderer Dank gilt Prof. Dr. S. Crewell, Dr. U. Löhnert und B. Pospichal von der Universität Köln für die Bereitstellung und Einweisung in deren Routinen zur Erstellung der Retrieval

Ebenso danke ich der gesamten Abteilung Maritime Meteorologie für das gute Arbeitsklima und die vielfältige Unterstützung.

Außerdem möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mir mein Studium ermöglicht haben.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.
Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, Mai 2008

(Andreas Wassmann)